F 1329

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA
GEOLOGIE

1

TOMUL 10
1965

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÂNE

1883

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil :

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct :

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri :

ACADEMICIAN G. MURGEANU ; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU ;
V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei R.P.R. ;
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei R.P.R. ;
P. ȘOIGAN — *secretar de redacție.*

Prețul unui abonament este de 60 lei.

În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii voluntari din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face prin CARTIMEX Căsuța poștală 134—135 București R.P. Română sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — Seria geologie".

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI
CALEA VICTORIEI Nr. 125
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 10 1965 NR. 1

SUMAR

Pag.

IOANA PANĂ, Otolitele pliocene din regiunea de curbură a Carpaţilor 3

GR. POP, Prezenţa rocilor dolomitice în depozitele mezozoice din regiunea Tismana şi semnificaţia lor (Carpaţii Meridionali) 23

JANA SĂNDULESCU, Contribuţii la cunoaşterea flişului cretacic din regiunea Barcani (Munţii Buzăului) 39

DENISA LUPU, Studiul faunei de gasteropode cenomaniene de la Cherghes 47

M. SAVUL, M. G. FILIPESCU, DIDINA OLARU, MARIA DONOS, I. DONOS şi CORNELIA BOTEZ, Chimismul şisturilor negre de pe valea Covasna. Complexul sferosideritic 61

N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI, D. SANDU şi FLORICA OROVEANU, Studiul mineralogic, geochimic şi genetic al zăcămîntului cuprifer de la Deva 79

VIRGIL IANOVICI şi GEORGE PITULEA, Studii radiostratigrafice în cristalinul Carpaţilor Orientali 107

LAZĂR PAVELESCU şi MARIA PAVELESCU, Cercetări geologice şi petrografice între Oaşa (Munţii Sebeşului) şi Urdele (Munţii Parîngului) 113

V. IANOVICI şi AL. DIMITRIU, Legi de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice în roci carbonatice 129

G. CIOFLICA, D. PATRULIUS, JEANA IONESCU şi G. G. UDUBAŞA, Ofiolitele alohtone triasice din Munţii Perşani 161

VASILE POMÎRLEANU, Diopsidul în şisturile cristaline din Munţii Rodnei 183

H. KRÄUTNER, Consideraţii genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali 195

Pag.

MIRCEA BORCOŞ, Observaţii în legătură cu determinarea condiţiilor termodinamice de formare a unor filoane şi zăcăminte hidrotermale din regiunea Munţilor Metaliferi (I). Sectorul Almaş — Stănija 229

NOTE

VASILE MUTIHAC, Consideraţii asupra doggerului din sinclinalul marginal (Rarău — Breaza). Comunicare preliminară 247

G. MĂRGĂRIT şi MARIA MĂRGĂRIT, Asupra prezenţei unor septarii în Bazinul Haţeg 253

V. MOISESCU, Contribuţii la studiul faunei de gasteropode oligocene din orizontul marno-şistos fosilifer de la Sînpaul (nord-vestul Transilvaniei) 257

MIRCEA DUMITRIU şi CRISTINA DUMITRIU, Observaţii sedimentologice privind zona flişului cretacic-paleogen dintre văile Covasna şi Buzău 265

IOAN MÎRZA, Date noi privind petrografia, originea şi culoarea tufului de Dej 273

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie T. 10. Nr. 1 P. 1—284 Bucureşti 1965

OTOLITELE PLIOCENE DIN REGIUNEA DE CURBURĂ A CARPAȚILOR

DE

IOANA PANĂ

55 (05)

În seria depozitelor pliocene din regiunea Buzău, se întîlnesc numeroase otolite, dinți, vertebre și solzi de pești. Am recurs la determinarea otolitelor, singurele formațiuni calcaroase caracteristice pentru fiecare gen și specie. Recoltarea fiind făcută pe complexe biofaciale, am putut urmări repartiția lor în timp, în funcție de salinitatea apelor. Se subliniază marea abundență a otolitelor în nivelele cu schimbarea bruscă a salinității. Prin această lucrare se completează totodată tabloul vieții din apele pliocene din regiunea Buzău, cu fauna ihtiologică, necunoscută macroscopic în această regiune.

Otolitele teleosteenilor, singurul ordin de pești la care se păstrează, sînt de trei feluri: sagitta (fig. 1, *b*), asteriscus (fig. 1, *d*), lapillus (fig. 1, *f*).

Dintre acestea numai sagitta este diferită ca formă de la o specie la alta. Determinarea sagittei se face după conturul părții externe (fig. 2), dar mai ales după partea ei interioară (fig. 3).

Pe baza caracterelor externe și interne au putut fi determinate un număr de 33 de tipuri de otolite (29 de sagitte și 4 asteriscus). Pentru majoritatea dintre ele, cunoscîndu-se corespondenții în fauna ihtiologică actuală, se întrebuințează numiri ale peștilor actuali. Altele însă, neputînd fi atribuite unui gen actual, au fost numite *Otolithus*, precizîndu-se cărui grup de pești aparțin.

Cele mai multe forme revin genului *Gobius*, pentru care au putut fi determinate 14 specii: *Gobius pretiosus* Proch.; *G. laevis* Weil.; *G. vicinalis* Kok.; *G. intimus* Proch.; *G. francofurtanus* Kok.; *G. triangularis* Weil.; *G.* cf. *rotundatus* Priem; *G. tenui* Weil.; *G. telleri* Schub.; *G. niger* Kok.; *G. laevis* var.; *G. vicinalis* var.; *Gobius* cf. sp. 2 Weil.; *Gobius* cf. sp. 4 Weil. Alte 4 tipuri de otolite au fost atribuite genului *Gobius* fără a se putea preciza specia.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 10, nr. 1 p. 3–22 București 1965

Mai puțin frecvente sînt speciile care aparțin altor genuri, cum sînt: *Clupea testis* Kok.; *Scopelus* cf. *debilis* Kok.; *Morone moguntina* Kok.; *Sciaena moguntina* Weil.; *Sc. ovata* Kok.; *Sc. irregularis* Kok.; *Umbrina* cf. *alsheimensis* Weil.

Unele forme au rămas cu denumirea de *Otolithus*, cum sînt: *O.* (*Percidarum*) *acuminatus* Posth.; *O.* (*Sciaenidarum*) sp.; *Otolitus* sp.

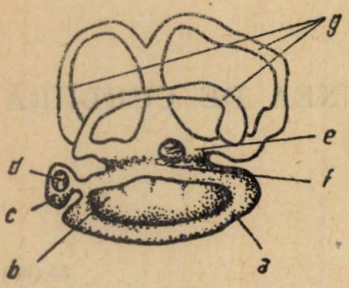


Fig. 1. — Labirintul membranos la teleosteeni.

a, Sacculul; *b*, sagitta; *c*, lagena; *d*, asteriscus; *e*, utricul; *f*, lapillus; *g*, canale semicirculare.

Multe dintre otolitele întîlnite în depozitele pliocene nu au putut fi încă determinate.

Urmărind răspîndirea lor în diferitele etaje ale pliocenului, constatăm că unele genuri se găsesc în mai multe orizonturi, în timp ce altele au o localizare mai restrînsă (fig. 4).

Astfel genurile *Clupea*, *Morone*, *Otolithus* sp. sînt citate de diverși autori din depozite oligocene, miocene marine și salmastre. Noi le-am întîlnit numai în depozitele meoțiene.

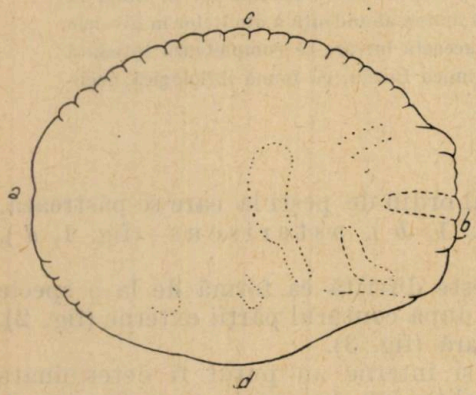


Fig. 2. — Sagitta văzută pe partea externă.

a, Marginea anterioară; *b*, marginea posterioară; *c*, marginea superioară; *d*, marginea inferioară.

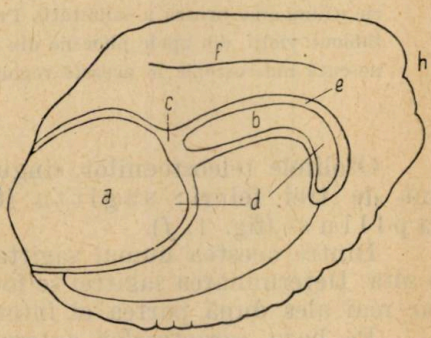


Fig. 3. — Sagitta văzută pe partea internă.

a, Ostium; *b*, cauda; *c*, collum; *d*, sulcus acusticus; *e*, crista; *f*, area; *g*, partea anterioară; *h*, partea posterioară.

Genul *Gobius* cu majoritatea speciilor este cunoscut din tortonian (unele chiar din oligocen) pînă în pliocenul cel mai superior. Totuși cîteva specii par a fi proprii pliocenului, cum sînt: *Gobius niger* Kok., *G. vicinalis* var., *Gobius* sp.

Este interesant de remarcat că genurile și speciile citate (*Gobius*, *Clupea*, *Morone*) se găsesc în seria pliocenă a cărei salinitate este mai mult sau mai puțin ridicată (meotic, pontic, dacian), dar nu apar în intercalațiile de apă dulce.

Deasupra ultimului nivel cu cardiacee fine din dacianul superior (în levantin) se găsesc otolite în general de talie mare, care aparțin altor genuri de pești (*Sciaena*, *Umbrina*, *Percidarum*). Localizarea lor în timp numai după dispariția ultimelor cardiacee arată că este vorba de pești adaptați la apa complet îndulcită, fapt dovedit și de asociația de moluște (*Hyriopsis*, *Dreissena*, *Mellanopsis*, *Viviparus*) și characee, care se găsesc în aceste depozite. În trei nivele din cadrul pliocenului salmastru otolitele sînt foarte frecvente: nivelul de la limita sarmațian-meoțian, orizontul cu dosinii din meoțianul mediu și ultimul nivel cu cardiacee fine din dacianul superior. Ele reprezintă momente de schimbare bruscă a salinității apelor, datorită regresiunilor sau transgresiunilor. În celelate nivele ale pliocenului, otolitele sînt mult mai rare, ceea ce dovedește că schimbările de salinitate și în general ale condițiilor de viață se făceau mai lent.

Studiul otolitelor fosile din regiunea Buzău completează imaginea vieții din apele pliocene cu fauna ihtiologică, faună care apare diferită mai ales în funcție de salinitate.

Sînt unele genuri și specii foarte eurihaline care se adaptează de la ape marine cu salinitate normală la ape salmastre (sarmațian, meoțian, ponțian) sau ape foarte îndulcite (dacian).

Altele însă trăiau numai în apele complet îndulcite ale levantinului, fără a fi întîlnite în celelate depozite ale pliocenului (fig. 4).

Fam. **CLUPEIDAE**

Clupea testis Kok.

(Pl. III, fig. 101 și 102)

1891 *Ololithus (Clupea) testis* Koken (6), p. 82, pl. I, fig. 1—2.
1942 *Clupea testis* Weiler (13), pl. I, fig. 4—10.

Formă identică cu cele descrise și figurate de W. Weiler ((14), pl. I, fig. 5).

Dimensiuni: L = 1,57 mm; î = 1,07 mm.

Proveniența: limita sarmațian-meoțian (valea Plopeasa).

Fam. **SCOPELIDAE**

Scopelus cf. **debilis** Kok.

(Pl. III, fig. 103 și 104)

1891 *Scopelus austricus* Koken (6), p. 122, fig. 14.
1942 *Scopelus debilis* Weiler (13), p. 21, pl. I, fig. 30—37.
1943 *Scopelus debilis* Weiler (14), p. 90, pl. I, fig. 4—13.

Singurul exemplar de care dispunem se încadrează în descrierea şi figurarea autorilor anteriori (6), (13), (14).

Dimensiuni: L = 1,9 mm; î = 1,4 mm.

Proveniența: limita sarmaţian-meoţian (valea Plopeasa — Buzău).

Fam. **GOBIIDAE**

Gobius pretiosus Proch.

(Pl. I, fig. 5—20)

1906 *Gobius pretiosus* Schubert (12), p. 649, pl. 20, fig. 29—31.
1942 *Gobius pretiosus* Weiler (13), p. 57, pl. 2, fig. 50.
1943 *Gobius pretiosus* Weiler (14), p. 93, pl. I, fig. 24.

Depresiunea areală puţin adîncă, depărtată de marginea dorsală, constituie caracterul care o deosebeşte de *Gobius laevis* Weiler. Forma externă bombată o aseamănă de *Gobius intimus* Proch., de care se deosebeşte după raportul L/î.

Dimensiuni: L = 0,82—2,12 mm; î = 0,75—1,60 mm.

Proveniența: limita sarmaţian-meoţian (valea Plopeasa), meoţian mediu (valea Foltea), dacian superior (valea Plopeasa — Buzău).

Gobius laevis Weil.

(Pl. I, fig. 21—32 şi pl. II, fig. 51—56)

Am întîlnit toate tipurile de forme descrise şi figurate de W. Weiler (13) atît cele cu contur pătratic rotunjit (pl. I, fig. 27 şi 28), cît şi forme cu colţurile preventral şi postdorsal mai mult sau mai puţin dezvoltate (pl. I, fig. 21—24).

Dimensiuni: L = 0,82—1,62 mm; î = 0,85—1,55 mm.

Proveniența: limita sarmaţian-meoţian (valea Plopeasa), meoţian mediu (valea Foltea), dacian superior (valea Plopeasa — Buzău).

Gobius vicinalis Kok.

(Pl. I, fig. 37—40)

1891 *Otolithus* (*Gobius*) *vicinalis* Koken (5), pl. 33, fig. 21.
1906 *Otolithus* (*Gobius*) *vicinalis* Schubert (12), p. 644, pl. XX, fig. 32—34.
1943 *Gobius vicinalis* Weiler (14), p. 98, pl. I, fig. 29—30.
1952 *Gobius vicinalis* Weinfürter (16).

Caracterele părții externe sînt identice cu formele descrise și figurate de alți autori (6), (13), (15), (16). Anterior și posterior, sagittele apar mai puțin concave.

Dimensiuni: L = 0,75—1,20 mm; î = 0,75—2 mm.

Proveniența: meoțian inferior (valea Slănic), dacian superior (valea Plopeasa — Buzău).

Gobius intimus Proch.

(Pl. II, fig. 43—50)

1906 *Otolithus (Gobius) intimus* Koken (4), p. 647, pl. XX, fig. 35—37.
1942 *Gobius intimus* Weiler (13), p. 58, pl. 2, fig. 48—49.

Unele exemplare prezintă asemănări cu *Gobius francofurtanus* Kok., de care se deosebesc prin raportul L/î, precum și prin marginile anterioare și posterioare mai concave. De *Gobius vicinalis* Kok. se deosebește prin marginea dorsală cu creneluri numai în partea mediană.

Dimensiunile sînt mult mai reduse decît cele descrise de E. Koken (5).

Dimensiuni: L = 0,67—1,05 mm; î = 0,67—1,12 mm.

Proveniența: limita sarmațian-meoțian, dacianul mediu, limita dacian-levantin (valea Plopeasa—Buzău).

Gobius francofurtanus Kok.

(Pl. II, fig. 57—64)

1891 *Otolithus (Gobius) francofurtanus* Koken (6), p. 32, pl. VI, fig. 7—7, a.
1942 *Gobius francofurtanus* Weiler (13), p. 56, pl. II, fig. 39—47.
1963 *Gobius francofurtanus* Weiler (15), p. 41, fig. 170.

Se deosebește de *Gobius pretiosus* Proch., prin marginea neregulat crenelată cu colțurile predorsal și postdorsal evidente și rotunjite. Sulcusul, mult înclinat, cu cauda scurtă, îngustă și ridicată; area eliptică, adîncă, foarte apropiată de sulcus; înaintea marginii ventrale se delimitează o adîncitură îngustă și arcuită.

W. Weiler (13), (15) atrage atenția că este una dintre formele cele mai variabile, fapt pus în evidență și de E. Koken (6).

Dimensiuni: L = 0,82—1,37 mm; î = 0,75—1,12 mm.

Proveniența: limita sarmațian-meoțian, dacianul superior (valea Plopeasa — Buzău).

Gobius triangularis Weil.

(Pl. II, fig. 65—74)

1943 *Gobius triangularis* Weiler (14), p. 96, pl. I, fig. 25—26.

Față de holotip (14), exemplarele noastre sînt mai mici și cu colțurile mai rotunjite.

Dimensiunile sînt foarte constante: L = 0,82 mm; î = 0,75 mm.

Proveniența: meoțianul mediu (valea Foltea), dacian superior (valea Plopeasa — Buzău).

Gobius cf. **rotundatus** Priem

(Pl. II, fig. 75 și 76)

1914 *Otolithus* (*Gobius*) *rotundatus* Priem (9), p. 273, fig. 66—67.

Forma oval-rotunjită l-a determinat pe F. Priem (9) să nu o atribuie cu certitudine genului *Gobius*. Caracterele părții interne — sulcusul și area — sînt tipice gobiidelor.

Ca dimensiuni, forma întîlnită de noi este mult mai mică decît cele descrise de F. Priem: L = 0,42 mm; î = 0,45 mm.

Proveniența: levantin inferior (valea Tîrcov — Buzău).

Gobius tenuis Weil.

(Pl. II, fig. 77 și 78)

1943 *Gobius tenuis* Weiler (15), p. 99, pl. I, fig. 28.

Exemplarul de care dispunem corespunde întocmai cu holotipul (14) care provine din miocenul de la Scăioși.

Dimensiuni: L = 0,75 mm; î = 0,75 mm.

Proveniența: meoțianul mediu (bancul cu pirenelle) (valea Plopeasa — Buzău).

Gobius telleri Schub.

(Pl. II, fig. 79—82)

1906 *Otolithus* (*Gobius*) *telleri* Schubert (12), p. 648, pl. VI, fig. 27—28.
1952 *Gobius telleri* Weinfürter (16), pl. II, fig. 5.

Sulcusul are marginea dorsală a ostiumului cu un unghi foarte puternic. Pe partea externă de obicei se văd fine striuri radiare.

Dimensiuni: L = 0,75—1,00 mm; î = 0,70—0,77 mm.

Proveniența: limita sarmațian-meoțian (valea Plopeasa — Buzău).

Gobius niger Koken

(Pl. II, fig. 93—98)

1884 *Gobius niger* Koken (4), p. 540, pl. X, fig. 12.

Deși sînt de 3,4 ori mai mici, cu conturul triunghiular și suprafața internă ușor neregulată, exemplarele găsite de noi se apropie de cele descrise și figurate de E. Koken (4).

Dimensiuni: L = 0,82—1,50 mm; î = 0,87—1,50 mm.

Proveniența: stratele cu dosinii (meoțian mediu) (valea Foltea, valea Plopeasa — Buzău).

Gobius laevis Weil. var.

(Pl. II, fig. 87 și 88)

Exemplarul figurat de noi se deosebește de forma tipică de *Gobius laevis* Weil. prin raportul L/î, conturul sagittei, poziția sulcusului (foarte înclinat) și area aproape lipită de sulcus.

Dimensiuni: L = 1,20 mm; î = 1,50 mm.

Proveniența: meoțianul mediu (stratele cu dosinii) (valea Foltea — Buzău).

Gobius vicinalis Kok. var.

(Pl. I, fig. 41 și 42)

Față de forma tipică de *Gobius vicinalis* Kok., exemplarul figurat de noi prezintă marginea dorsală mult mai crenelată, cu un lob anterior bine individualizat. Pe partea externă, central, sagitta are o ușoară depresiune în formă de arc de cerc.

Dimensiuni: L = 1,02 mm; î = 1,00 mm.

Proveniența: stratele cu cardiacee fine de la partea superioară a dacianului (valea Plopeasa — Buzău).

Gobius cf. sp. 2 Weiler

(Pl. I, fig. 33 și 34)

1963 *Gobius* sp. 2 Weiler (15), p. 63, fig. 257.

Sagitta de care dispunem se încadrează în descrierea și figurarea făcută de W. Weiler (15) pentru *Gobius* sp. 2.

Dimensiuni: L = 0,80 mm; î = 0,77 mm.

Proveniența: meoțian mediu (valea Foltea), dacian superior (valea Plopeasa — Buzău).

Gobius cf. sp. 4 Weiler

(Pl. III, fig. 109 și 110, 113 și 114)

1963 *Gobius* sp. 4 Weiler (15), p. 63, fig. 258.

Se deosebește de genotip după marginea dorsală care nu apare crenelată, ca la exemplarele figurate de W. Weiler (15).

Dimensiuni: L = 1,62—1,87 mm; î = 1,45—1,75 mm.

Proveniența: meoțianul mediu (valea Slănic și valea Plopeasa — Buzău).

Gobius sp. 1

(Pl. I, fig. 35 și 36)

Contur reniform, cu marginile anterioară și posterioară ușor crenelate; înălțimea este mult mai mare decît lățimea formei; sulcusul, tipic de gobiid, are poziție orizontală; area îngustă, foarte evidentă, este situată spre marginea dorsală.

Dispunem numai de un singur exemplar.

Dimensiuni: L = 0,77 mm; î = 0,80 mm.

Proveniența: meoțianul mediu (valea Slănic — Buzău).

Gobius sp. 2

(Pl. II, fig. 83 și 84)

În ceea ce privește poziția scizurilor și bombarea părții externe, se aseamănă cu *Gobius niger* Koken; marginea superioară formează o buclă spre partea anterioară, caracter întîlnit la formele considerate de W. Weiler ((15), fig. 252 și 253) ca varietate a lui *Gobius francofurtanus* Kok. Se deosebește însă de această specie prin sulcusul foarte ușor oblic, mai puțin spatulat, cu contur eliptic, fără să se diferențieze clar un ostium și o cauda. Șanțul ventral adînc este paralel cu marginea ventrală; area, îngustă, este deplasată spre marginea dorsală.

Dimensiuni: L = 1,65 mm; î = 1,37 mm.

Proveniența: dacianul superior, stratele cu cardiide de talie mică (valea Plopeasa — Buzău).

Gobius sp. 3

(Pl. II, fig. 85 și 86)

După conturul pătratic seamănă cu *Gobius* sp. 2 figurat de W. Weiler (15) din depozitele oligocene. Exemplarul cercetat de noi se deosebește de acestea prin partea externă cu puternice adînciturі pe laturi, lăsînd patru zone ridicate care pornesc din colțurile sagittei. Caracterele părții interne nu sînt clare.

Dimensiuni: L = 1,37 mm; î = 1,17 mm.

Proveniența: limita sarmațian-meoțian (valea Plopeasa — Buzău).

Gobius sp. 4

(Pl. II, fig. 89—92)

Conturul eliptic cu marginea superioară mult subțiată apropie formele găsite de noi de *Gobius pretiosus* Proch., de care se deosebește prin prezența crenelurilor de la partea posterioară, ca și prin forma sulcusului.

Dimensiuni: L = 0,82—1,25 mm; î = 0,80—1,12 mm.

Proveniența: limita sarmațian-meoțian. Stratele cu ervilii (meoțian mediu) (valea Plopeasa — Buzău).

Fam. SERRANIDAE

Morone moguntina Kok.

(Pl. IV, fig. 129, 130, 135, 136 și 137)

1891 *Otolithus (Percidarum) moguntinus* Koken (6), p. 128.
1906 *Otolithus (Percidarum) moguntinus* Schubert (12), p. 628, pl. V, fig. 42.
1914 *Otolithus (Percidarum)* aff. *moguntinus* Priem (9), p. 256.
1942 *Morone moguntina* Weiler (13), p. 35, pl. II, fig. 8—10.
1963 *Morone moguntina* Weiler (15), p. 36, fig. 149.

Ostiumul este mai îngust și mai alungit decît la formele figurate de alți autori (12), (13), (15), iar cauda, dreaptă, are capătul posterior îndoit foarte scurt.

Dimensiuni: L = 2,75—3,87 mm; î = 1,50—2,00 mm.

Proveniența: limita sarmațian-meoțian, meoțian mediu (valea Plopeasa și valea Rușavăț — Buzău).

Fam. **SCIANENIDAE**

Sciaena moguntina Weiler

(Pl. III, fig. 99 şi 100, 111 şi 112)

1942 *Sciaena moguntina* Weiler (13), p. 46, pl. VIII, fig. 11, 12.
1963 *Sciaena moguntina* Weiler (15), p. 38.

Se deosebeşte de speciile descrise şi figurate de W. Weiler (13) după ostiumul simetric dezvoltat, holotipul lui W. Weiler avînd partea inferioară a ostiumului mai largă. Area şi şanţul ventral sînt bine dezvoltate.

Dimensiuni: L = 0,45—7,55 mm; î = 0,35—5,50 mm.

Provenienţa: dacian superior, levantin inferior (valea Plopeasa şi valea Runcu — Buzău).

Sciaena ovata Kok.

(Pl. IV, fig. 131 şi 132)

1891 *Otolithus (Sciaena) ovata* Koken (6), p. 111, pl. VII, fig. 5—6.

Faţă de holotip sagittele apar trunchiate posterior. Caracterele părţii interne sînt identice cu cele descrise şi figurate de E. Koken (6).

Dimensiuni: L = 1,30—2,37 mm; î = 1,05—1,87 mm.

Provenienţa: levantin inferior (valea Tîrcov — Buzău).

Sciaena irregularis Kok.

(Pl. IV, fig. 133 şi 134)

1891 *Otolithus (Sciaena) irregularis* Koken (6), p. 109, pl. VIII, fig. 3—3, b.
1942 *Sciaena irregularis* Weiler (13), p. 49, pl. VII, fig. 4.

Caracterele feţei interne sînt asemănătoare cu cele descrise de E. Koken (6) şi W. Weiler (13). Neregularităţile feţei externe o deosebesc de speciile figurate de autorii anteriori.

Dimensiuni: L = 2,80 mm; î = 2,12 mm.

Provenienţa: levantin inferior (văile Tîrcov şi Runcu — Buzău).

Otolithus (Sciaenidarum) sp.

(Pl. IV, fig. 127 şi 128)

Formă ovală cu marginea zimţată ascuţit, mai ales către partea anterioară. Ostiumul aproape triunghiular îl apropie atît de genul *Sciaenidarum*, cît şi de genul *Percidarum*. Caracterul caudei, orizontală şi

îndoită la partea posterioară (ca la *Sciaenidae*), ne-a determinat să atribuim această sagitta genului *Sciaenidarum*.

În literatura cercetată nu am întîlnit o formă asemănătoare. Nu este exclus să fim în prezența unei specii noi. Dispunem de un singur exemplar.

Dimensiuni: L = 1,62 mm; î = 1,17 mm.

Proveniența: dacian superior (valea Plopeasa—Buzău).

Umbrina cf. alsheimensis Weil.

(Pl. IV, fig. 125 și 126)

1891 *Otolithus (Corvina) gibberula* Koken (6), p. 111, pl. VII, fig. 7—7, b.
1906 *Otolithus (Corvina) gibberula* Schubert (12), p. 635.
1942 *Umbrina gibberula* Weiler (13), p. 50, pl. I, fig. 67—71.
1963 *Umbrina alsheimensis* Weiler (15), p. 39.

În 1963 W. Weiler (15) revine asupra speciei *Umbrina gibberula* care nu corespunde cu *Otolithus (Corvina) gibberula* descrisă de E. Koken. Din această cauză el creează o specie nouă *U. alsheimensis* Weiler, în care include o parte din exemplarele atribuite înainte de el la *U. gibberula* W. Weiler ((14), pl. I, fig. 67, 70 și 71).

Exemplarul nostru se aseamănă cu holotipul speciei *alsheimensis* ((15), pl. I, fig. 71), avînd numai suprafața externă mai neregulată.

Dimensiuni: L = 2,12 mm; î = 1,55 mm.

Proveniența: levantinul inferior (valea Tîrcov — Buzău).

Fam. **PERCIDARIIDAE**

Otolithus (Percidarum) acuminatus Posth.

(Pl. IV, fig. 138 și 139)

1942 *Otolithus (Percidarum) acuminatus* Weiler (13), p. 38, pl. I, fig. 61—65.

După conturul sagittei și caracterele externe se aseamănă cu exemplarele figurate de W. Weiler ((13), pl. I, fig. 64 și 65), avînd marginea mai puțin crenelată.

Dimensiuni: L = 1,07 mm; î = 0,82 mm.

Proveniența: dacian superior (valea Plopeasa — Buzău).

Otolithus sp. 1

(Pl. IV, fig. 140 şi 141)

Dispunem numai de jumătatea posterioară a sagittei, al cărei contur este oval, cu suprafaţa externă netedă, iar cea internă cu o cauda ce apare mediană şi orizontală. Nu putem preciza cărui gen aparţine.

Provenienţa: limita sarmaţian-meoţian (valea Plopeasa — Buzău).

Otolithus sp. 2

(Pl. III, fig. 115 şi 116)

Aspectul este de paletă cu marginea crenelată. Pe partea internă, în zona mediană apare un sulcus foarte puţin adîncit. Caracterele interne nu sînt clare.

Provenienţa: limita sarmaţian-meoţian (valea Plopeasa — Buzău).

Asteriscus ?

(Pl. III, fig. 121—124)

Prin comparaţie cu formele actuale am atribuit tipului *Asteriscus* cele 4 exemplare din planşa III, figurile 121—124. Ele sînt de talie mică şi în general cu contur circular.

PLANŞA I

Fig. 5—20. — *Gobius pretiosus* Proch. 5, 6, 11—20, Dacian superior, valea Plopeasa; 7 şi 8, meoţian mediu, valea Foltea; 9 şi 10, limita sarmaţian-meoţian, valea Plopeasa.

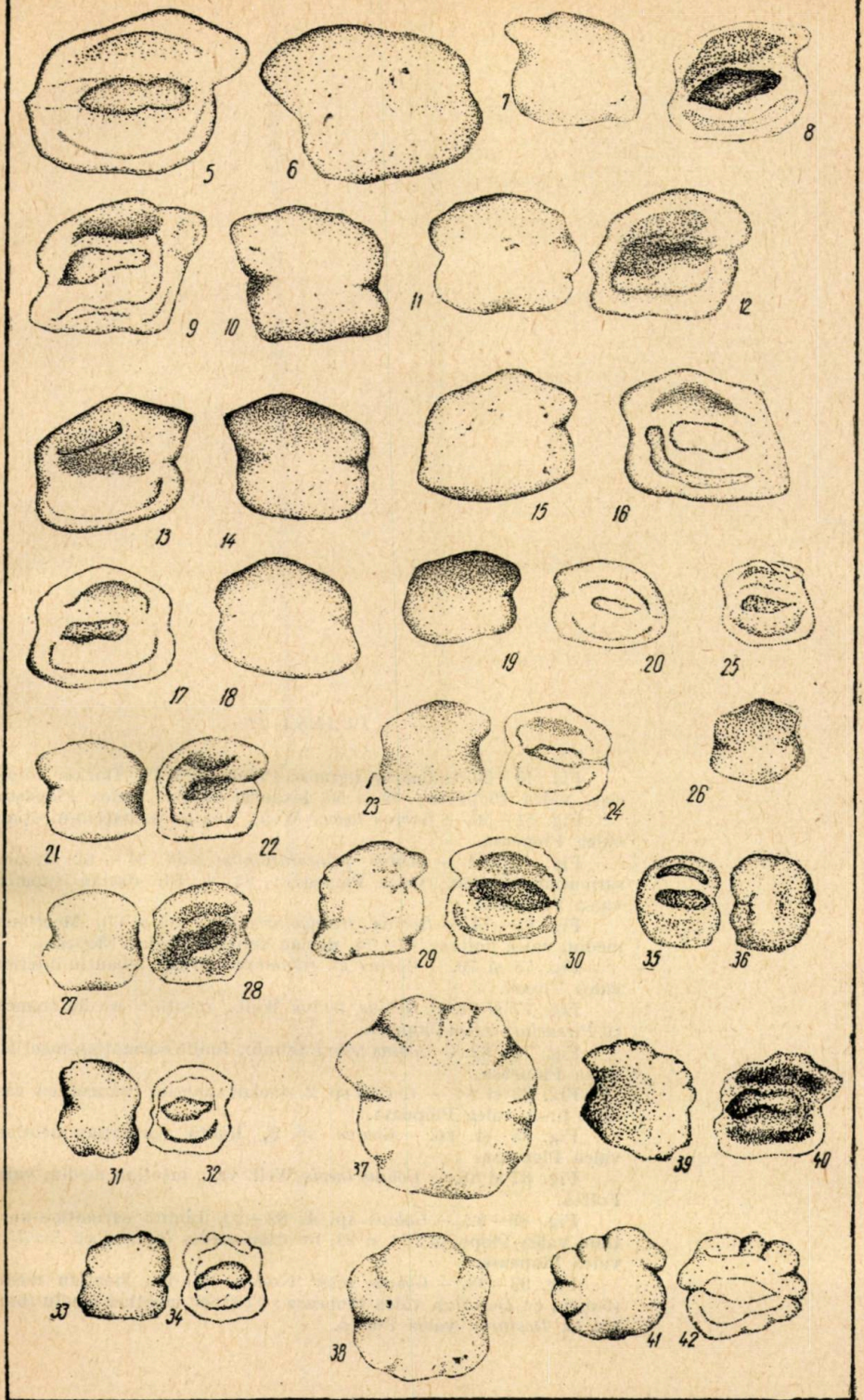
Fig. 21—32. — *Gobius laevis* Weil. 21—24, 27 şi 28, Limita sarmaţian-meoţian, valea Plopeasa; 25 şi 26, dacian superior, valea Plopeasa; 29—32, meoţian mediu, valea Foltea.

Fig. 33 şi 34. — *Gobius* cf. sp. 2 Weiler, meoţian mediu, valea Foltea.

Fig. 35 şi 36. — *Gobius* sp. 1, meoţian inferior, valea Slănic — Buzău.

Fig. 37—40. — *Gobius vicinalis* Kok. 37 şi 38, Dacian superior, valea Plopeasa; 39 şi 40, meoţian inferior, valea Slănic — Buzău.

Fig. 41 şi 42. — *Gobius vicinalis* Kok. var., dacian superior, valea Plopeasa.


5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
25
21
22
23
24
26
27
28
29
30
35
36
31
32
37
39
40
33
34
38
41
42

PLANȘA II

Fig. 43—50. — *Gobius intimus* Proch. 43—48, Dacian superior, valea Plopeasa; 49 și 50, levantin inferior, valea Plopeasa.

Fig. 51—56. — *Gobius laevis* Weil., limita sarmațian-meoțian, valea Plopeasa.

Fig. 57—64. — *Gobius francofurtanus* Kok. 57 — 62, Limita sarmațian-meoțian, valea Plopeasa; 63 și 64, dacian superior valea Plopeasa.

Fig. 65—74. — *Gobius triangularis* Weil. 65 și 66, Meoțianul mediu, valea Foltea; 67—74, dacian superior, valea Plopeasa.

Fig. 75 și 76. — *Gobius* cf. *rotundatus* Priem, levantin inferior, valea Tîrcov.

Fig. 77 și 78. — *Gobius tenuis* Weil., meoțian mediu (bancul cu *Pirenella*), valea Plopeasa.

Fig. 79—82. — *Gobius telleri* Schub., limita sarmațian-meoțian, valea Plopeasa.

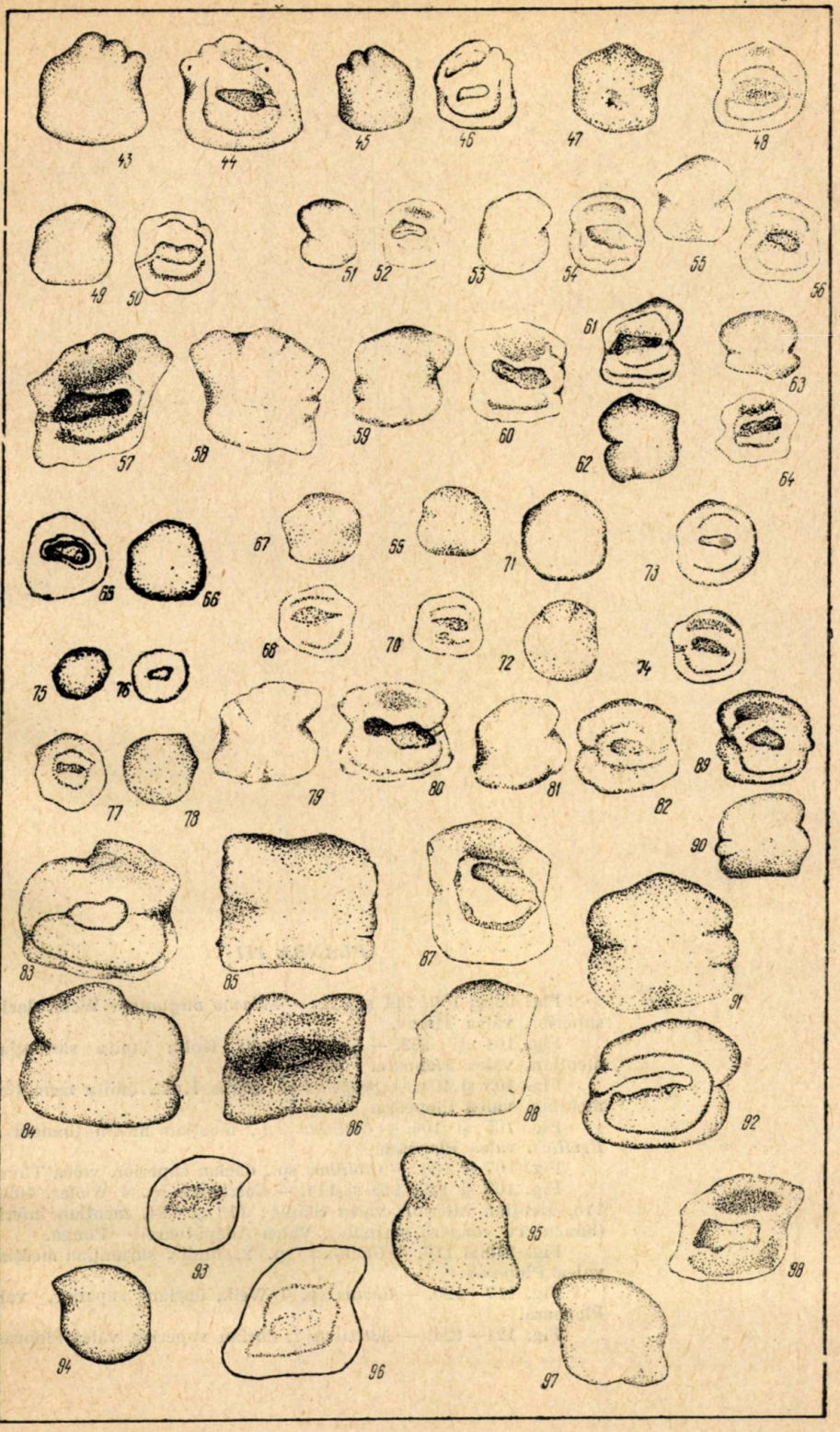
Fig. 83 și 84. — *Gobius* sp. 2, dacian superior (bancul cu cardiide fine), valea Plopeasa.

Fig. 85 și 86. — *Gobius* sp. 3, limita sarmațian-meoțian, valea Plopeasa.

Fig. 87 și 88. — *Gobius laevis* Weil. var., meoțian mediu, valea Foltea.

Fig. 89—92. — *Gobius* sp. 4. 89—90, Limita sarmațian-meoțian, valea Plopeasa; 91 și 92, meoțian mediu (bancul cu *Ervilia*), valea Plopeasa.

Fig. 93—98. — *Gobius niger* Koken. 93—96, Meoțian mediu (bancul cu *Dosinia*), valea Plopeasa; 97 și 98, meoțian mediu (bancul cu *Dosinia*), valea Foltea.


43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
69
71
73
68
70
72
74
75
76
77
78
79
80
81
82
89
90
83
85
87
91
84
86
88
92
93
95
98
94
96
97

PLANȘA III

Fig. 99 și 100, 111 și 112. — *Sciaena moguntina* Weil., dacian superior, valea Tîrcov.

Fig. 101 și 102. — *Clupaea testis* Kok., limita sarmațian-meoțian, valea Plopeasa.

Fig. 103 și 104. — *Scopelus* cf. *debilis* Kok., limita sarmațian-meoțian, valea Plopeasa.

Fig. 105 și 106. — *Otolithus* sp., meoțian mediu (bancul cu *Ervilia*), valea Plopeasa.

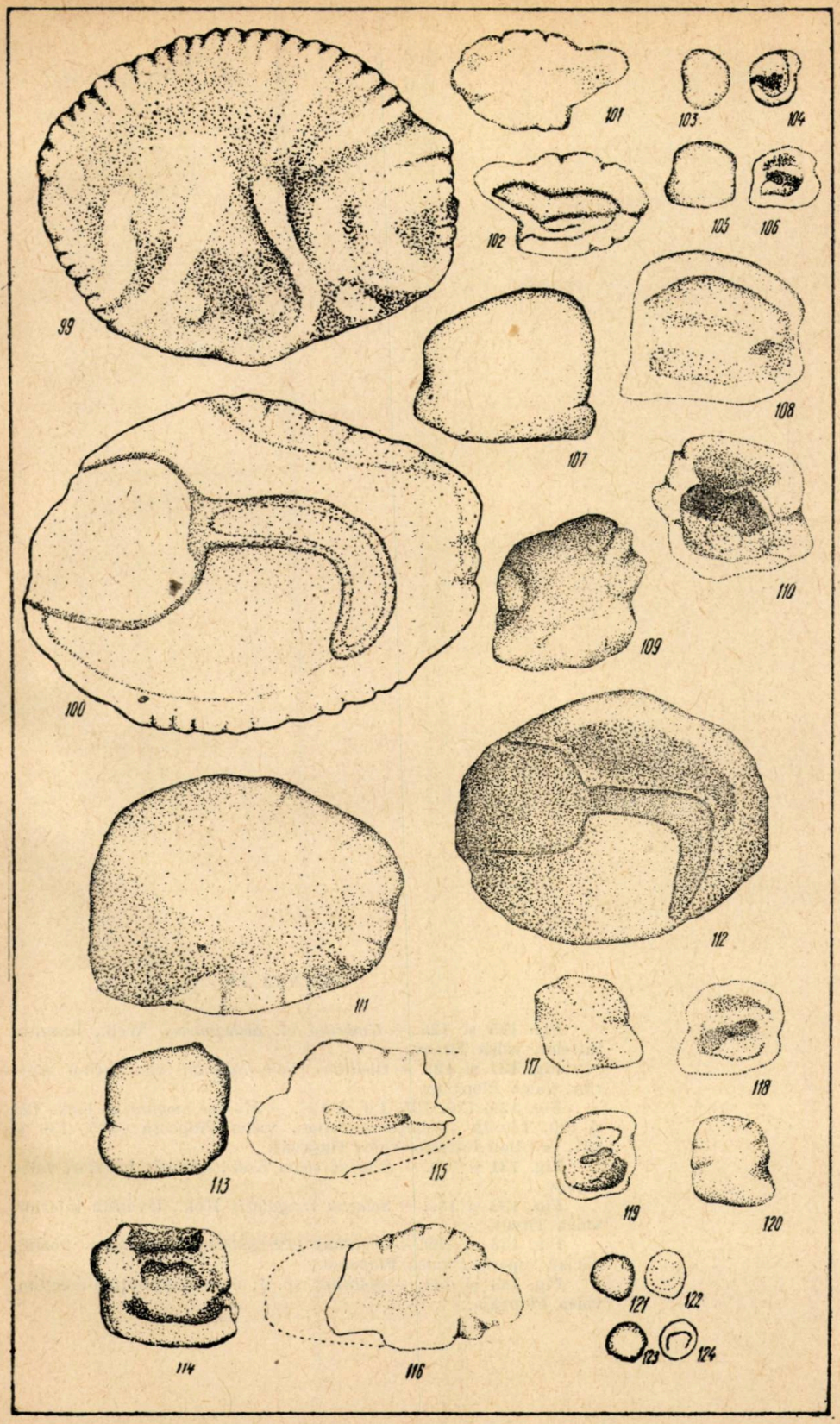
Fig. 107 și 108. — *Otolithus* sp., dacian superior, valea Tîrcov.

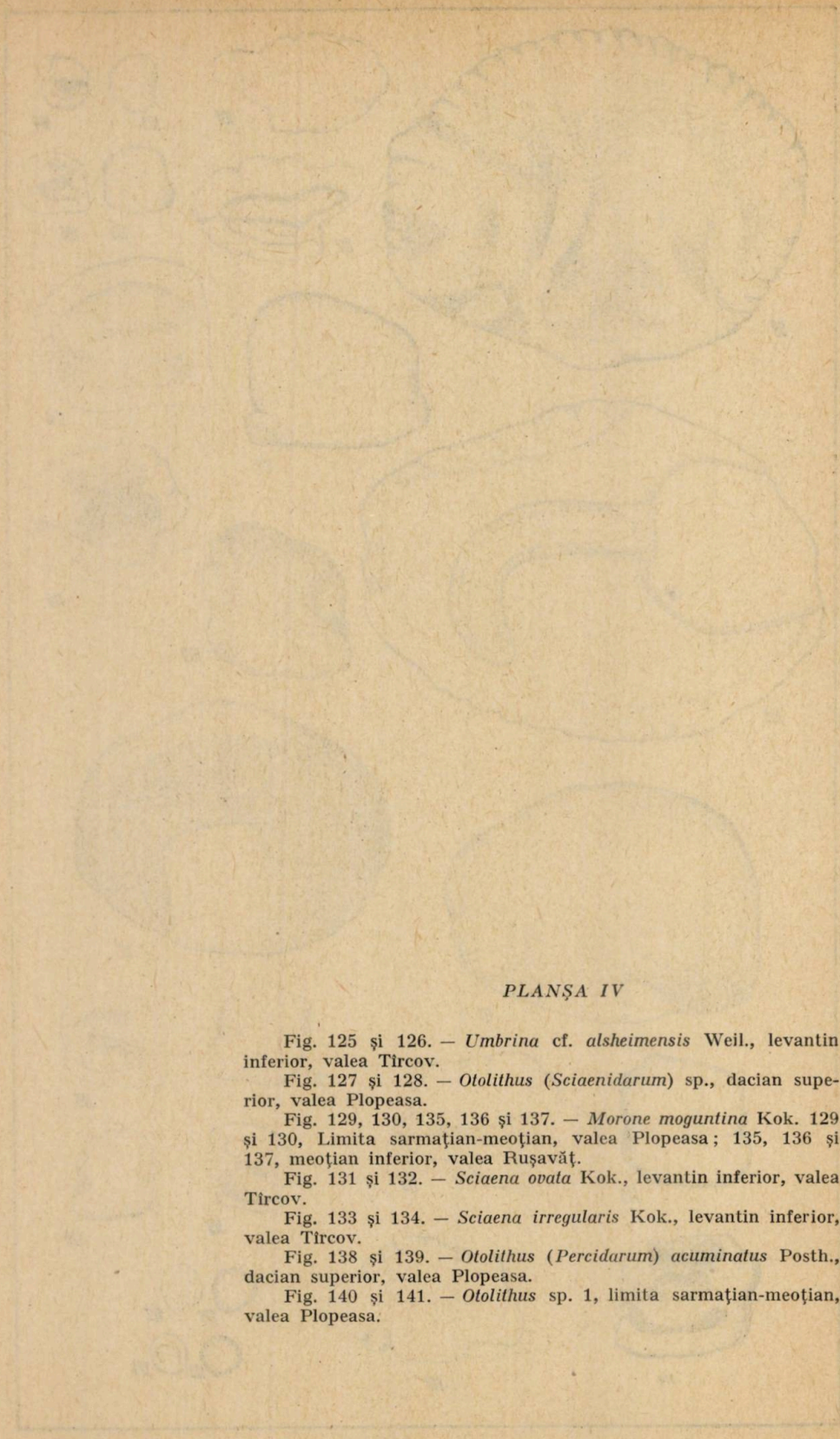
Fig. 109 și 110, 113 și 114. — *Gobius* cf. sp. 4 Weiler. 109 și 110, Meoțian inferior, valea Slănic; 113 și 114, meoțian inferior (bancul cu congerii carinate), Valea Adăpătoarei — Punga.

Fig. 115 și 116. — *Otolithus* sp. 2, limita sarmațian-meoțian, valea Plopeasa.

Fig. 117—120. — *Gobius* sp. 4 Weil., dacian superior, valea Plopeasa.

Fig. 121—124. — *Asteriscus*?, dacian superior, valea Plopeasa.


99
101
103
104
102
105
106
108
107
110
109
100
112
111
117
118
113
115
119
120
114
116
121
122
123
124



PLANȘA IV

Fig. 125 și 126. — *Umbrina* cf. *alsheimensis* Weil., levantin inferior, valea Tîrcov.

Fig. 127 și 128. — *Otolithus* (*Sciaenidarum*) sp., dacian superior, valea Plopeasa.

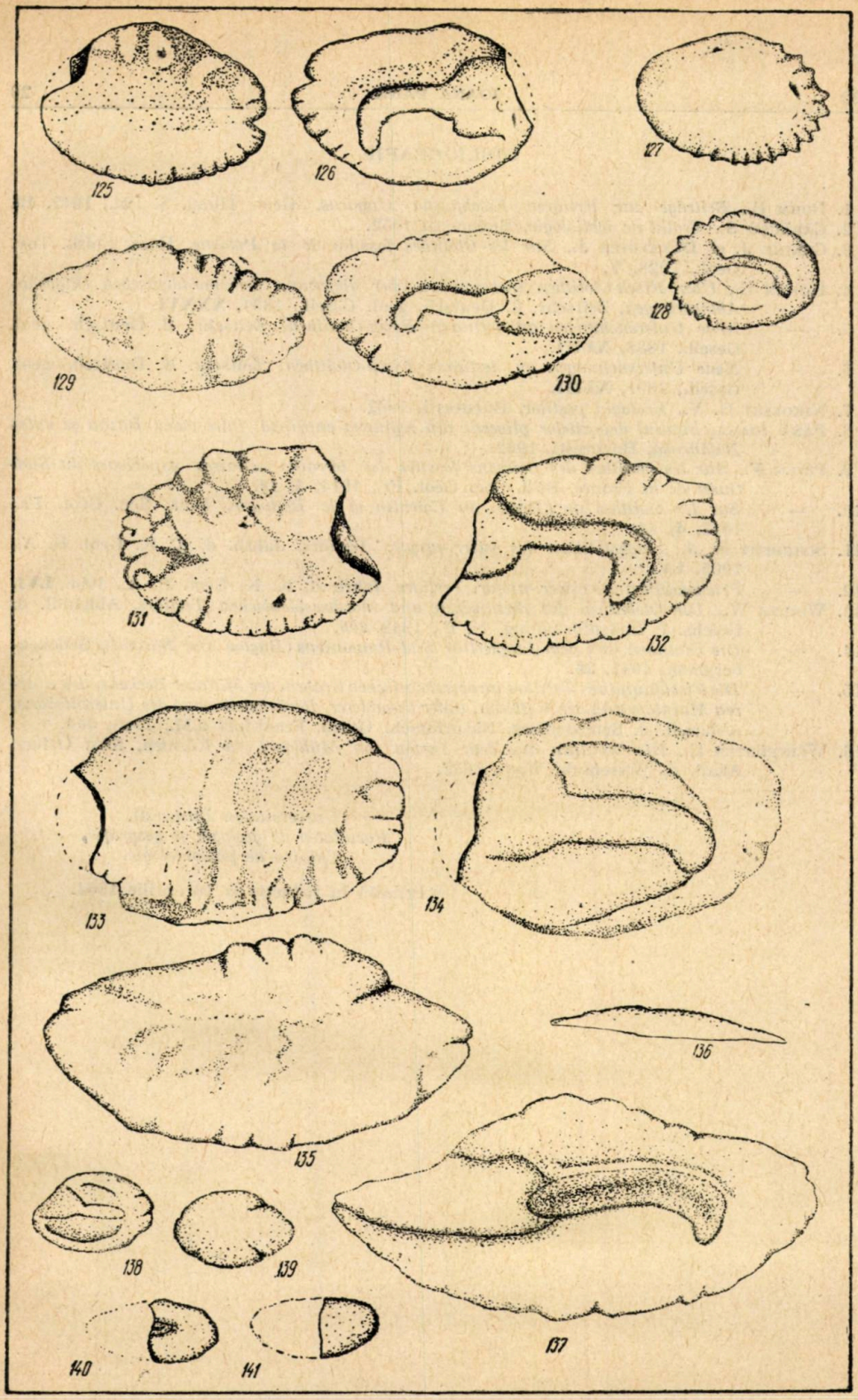
Fig. 129, 130, 135, 136 și 137. — *Morone moguntina* Kok. 129 și 130, Limita sarmațian-meoțian, valea Plopeasa; 135, 136 și 137, meoțian inferior, valea Rușavăț.

Fig. 131 și 132. — *Sciaena ovata* Kok., levantin inferior, valea Tîrcov.

Fig. 133 și 134. — *Sciaena irregularis* Kok., levantin inferior, valea Tîrcov.

Fig. 138 și 139. — *Otolithus* (*Percidarum*) *acuminatus* Posth., dacian superior, valea Plopeasa.

Fig. 140 și 141. — *Otolithus* sp. 1, limita sarmațian-meoțian, valea Plopeasa.


125
126
127
128
129
130
131
132
133
134
135
136
137
138
139
140
141

BIBLIOGRAFIE

1. Bohm B., *Beiträge zur tertiären Fischfauna Ungarns*, Geol. Hung. S. Pal., 1942, **19.**
2. Cărăuşu S., *Tratat de ichtiologie*, Bucureşti, 1952.
3. Chaine J. et Duvergier J., *Sur les Otolithes fossiles de la Pologne*, Rocz. Polsk. Tov. Geol., 1928, **V.**
4. Koken E., *Über Fisch-Otolithen insbesondere über diejenigen der norddeutschen Oligocän-Ablagerungen*, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesell., 1884, **XXXVI.**
5. — *Neue Untersuchungen an tertiären Fisch-Otolithen*, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesell., 1888, **XLIII.**
6. — *Neue Untersuchungen an tertiären Fisch-Otolithen*, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesell., 1891, **XLIII.**
7. Nikolski G. V., *Ecologia peştilor*, Bucureşti, 1962.
8. Pană Ioana, *Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău şi valea Bălăneasa*, Bucureşti, 1962.
9. Priem F., *Sur les otolithes des poissons fossiles des terrains tertiaires supérieurs du Sud-Ouest de la France*, Bull. Soc. Géol. Fr., 1914, *4*, *14*.
10. — *Sur les otolithes de l'Eocen du Cotentin et de Bretagne*, Bull. Soc. Géol. Fr., 1913, *4*, *13*.
11. Schubert R. J., *Fischotolithen des österr.-ungar. Tertiärs*, Jahrb. d. K. K. Geol. R. A., 1905, **LV.**
12. — *Fischotolithen des österr.-ungar. Tertiärs.* Jahrb .d. K. K. Geol. R. A., 1906, **LVI.**
13. Weiler W., *Die Otoblithen des rheinischen und nordwestdeutschen Tertiärs*, Abhandl. d. Reichs. f. Bodenforschung, N. F., 1942, *206*.
14. — *Die Otolithen aus dem Jungtertiär Süd-Rumäniens (Buglov und Sarmat)*, Senckenbergiana, 1943, **26.**
15. — *Die Fischfauna des Tertiärs im oberrheinischen Graben, des Mainzer Beckens, des unteren Maintals und der Wetterau, unter besonderer Berücksichtigung des Untermiozäns*, Abhandl. d. Senckenberg. Naturforsch. Gesell. Frankfurt a.M., 1963, *504*.
16. Weinfürter E., *Die Otolithen aus dem Torton von Mühldorf in Kärnten*, Sitz. Österr. Akad. d. Wissensch. Wien, 1952.

Universitatea Bucureşti,
Facultatea de geologie şi geografie,
Catedra de paleontologie.

Primită în redacţie la 16 aprilie 1964.

PREZENȚA ROCILOR DOLOMITICE ÎN DEPOZITELE MEZOZOICE DIN REGIUNEA TISMANA ȘI SEMNIFICAȚIA LOR*

(CARPAȚII MERIDIONALI)

DE

GR. POP

55 (05)

Lucrarea tratează succesiunea litologică a depozitelor jurasice și cretacice din regiunea Tismana. De asemenea se studiază în detaliu un complex de roci dolomitice și se discută geneza și semnificația lui.

Pînă în ultimii ani, depozitele sedimentare din regiunea Tismana n-au fost studiate amănunțit. În legătură cu constituția geologică a acestei regiuni au fost făcute mențiuni numai în lucrări cu caracter general care tratează fundamentul cristalin sau tectonica de ansamblu a Carpaților Meridionali.

În anul 1937 G. Manolescu (7) a studiat fundamentul cristalin și depozitele sedimentare din partea estică a Munților Vîlcan.

Între anii 1958 și 1961 V. Mutihac [1] a cartat depozitele mezozoice de pe versantul sudic al Munților Vîlcan, descriind o succesiune stratigrafică, în mare parte diferită de aceea propusă de noi.

În anul 1960 L. și M. Pavelescu [2] au studiat amănunțit fundamentul cristalin din regiunea la care ne referim.

Cercetările noastre au urmărit detaliat constituția petrografică, succesiunea litologică și stratigrafia depozitelor mezozoice.

Puținele date paleontologice culese nu ne-au permis să facem o orizontare stratigrafică riguroasă a depozitelor mezozoice. De aceea,

---

* Lucrarea a fost prezentată în Sesiunea de comunicări științifice a Institutului de geologie și geografie al Academiei R.P.R. din aprilie 1962.

[1] V. Mutihac, *Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între valea Motrului și valea Bistriței*, Arh. Com. geol., 1960.

[2] L. și M. Pavelescu, *Raport geologic asupra regiunii Tismana — valea Bistriței*, Arh. Com. geol., 1960.

aprecierile asupra vîrstelor unor complexe de roci, pentru care nu avem argumente paleontologice, le-am făcut pe baza corelațiilor cu depozitele mezozoice din regiunile învecinate.

În această lucrare ne-am propus să semnalăm, în special, prezența unui complex de roci dolomitice și unele concluzii în legătură cu geneza lui.

DESCRIEREA SUMARĂ A SUCCESIUNII LITOLOGICE

Regiunea la care ne referim aparține autohtonului danubian și este constituită din fundamentul cristalin peste care se dispune cuvertura de roci sedimentare mezozoice.

FUNDAMENTUL CRISTALIN

Fundamentul regiunii este format din șisturi cristaline și din roci granitoide. Șisturile cristaline au fost întîlnite în bazinele văilor Bistrița și Bistricioara. Ele sînt reprezentate prin seria de Lainici — Păiuș. Din punct de vedere petrografic sînt constituite din gnaise granitice, cuarțite biotitice cu granați, cuarțite biotitice, șisturi cuarțitice cu epidot, șisturi cuarțitice micacee, cuarțite etc.

Rocile eruptive sînt reprezentate prin granite-granodiorite cu aspect porfiroid, cunoscute sub numele de granitele de Tismana. Acestea au în general o structură holocristalină porfiroidă și o textură predominant masivă. Subordonat se întîlnesc texturi gnaisice și laminate. În rocile granitoide se află de asemenea filoane aplitice și pegmatitice, porfire cuarțifere, porfirite și kersantite.

DEPOZITELE SEDIMENTARE

Peste fundamentul cristalin se dispun transgresiv și discordant depozite sedimentare jurasice și cretacice (fig. 1).

Gresii arcoziene, gresii argiloase și argile grezoase. Aceste depozite se dispun discordant peste fundament. Ele au o grosime variabilă ajungînd de la cîțiva metri pînă la 50 m sau mai mult (valea Tismana, Valea Piscurilor, Dealul Sohodol, Steiul Coziei).

Din punct de vedere petrografic, aparțin în general la două tipuri litologice: un tip grezo-arcozian, uneori microconglomeratic, și un tip grezo-argilos cenușiu, verzui sau roșcat, sub formă de intercalații subordonate. La vest de Padina Crovurilor și pe Valea Seacă, la nord de Tismana, la baza acestor depozite se întîlnesc conglomerate poligene în care sînt remaniate elemente cu dimensiuni variabile de roci granitoide și de șisturi cristaline.

După caracterele lor litostratonomice, depozitele arcoziene s-au format prin cimentarea unor arene vechi rezultate în cea mai mare parte din dezagregarea fundamentului granitoid.

Considerăm aceste depozite de vîrstă liasică întrucît ele reprezintă, foarte probabil, corespondentul gresiilor cu intercalații argiloase de la Baia-de-Aramă, în care a fost întîlnită o floră liasic inferioară (14).

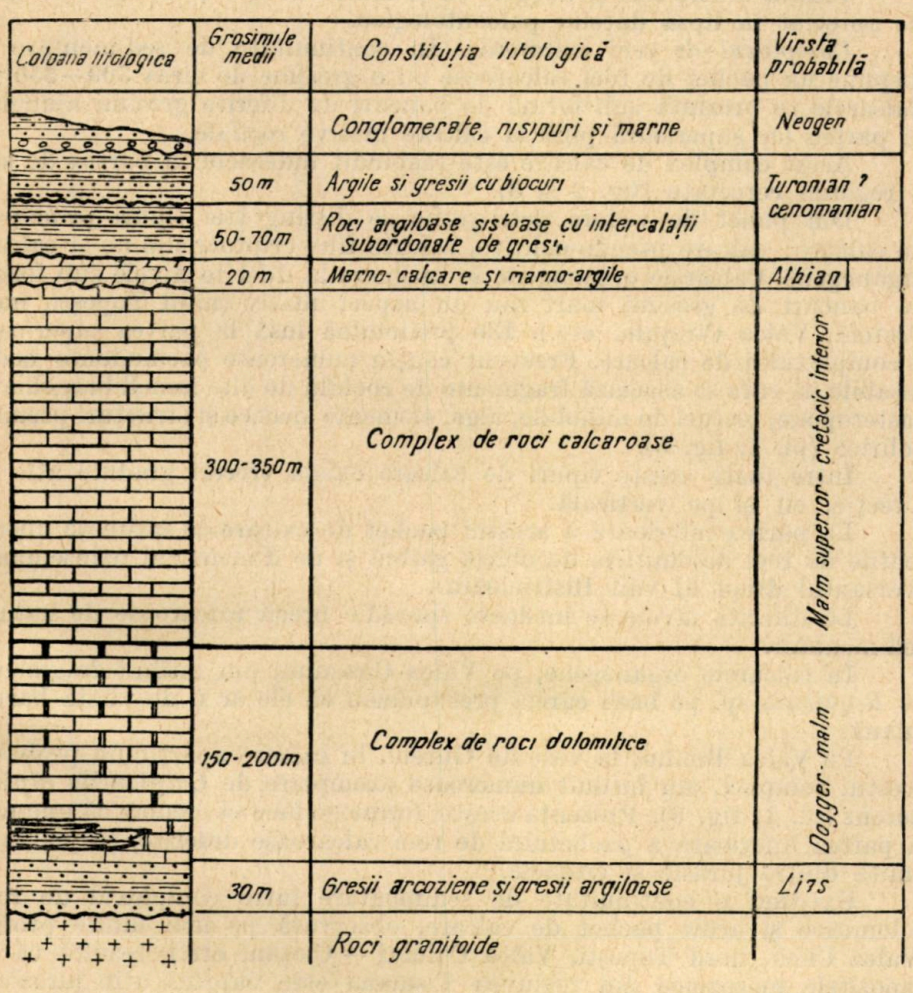


Fig. 1. — Succesiunea litologică a depozitelor mezozoice din regiunea Tismana.

Complexul de roci dolomitice. Concordant peste depozitele liasice se așază un pachet de roci carbonatice (dolomite și calcare) cu o grosime de aproximativ 150—200 m. În regiunea cercetată acest complex are o răspîndire destul de mare (fig. 2).

La baza complexului dolomitic se întîlnesc calcare spatice negricioase asemănătoare cu acelea atribuite doggerului în regiunile învecinate (4).

Caracterele litologice şi relaţiile stratigrafice ne fac să credem deocamdată că în succesiunea depozitelor din regiunea Tismana există cuprins atît doggerul, cît şi malmul.

Limita dintre lias şi dogger, ca şi dintre dogger şi malm, este greu de apreciat în lipsa datelor paleontologice.

Complexul de roci calcaroase. În continuitate de sedimentare se dispune un pachet de roci calcaroase cu o grosime de circa 300—350 m. Calcarele se prezintă sub formă de bancuri de diferite grosimi ajungînd la partea lor superioară pînă la calcare masive recifale.

Acest complex de calcare este răspîndit îndeosebi în partea de sud a regiunii cercetate (fig. 2 şi 3).

Din punct de vedere petrografic se disting trei tipuri principale de calcare: calcare pseudo-oolitice, calcare fine criptocristaline şi calcare organogene. Calcarele organogene se întîlnesc la diferite nivele sub formă de bancuri de grosimi mari sau au aspect masiv (nord Topeşti, nord Costeni, Valea Cireşului etc.). Ele predomină însă la partea superioară a complexului de calcare. Frecvent conţin numeroase pachiodonte nedetaşabile, la care se asociază fragmente de cochilii de alte lamellibranchiate, gasteropode, testuri de miliolide, alge, elemente spatice şi structuri pseudo-oolitice (pl. I, fig. 5).

Între toate aceste tipuri de calcare există treceri gradate atît pe direcţie, cît şi pe verticală.

La partea inferioară a acestui pachet de calcare se întîlnesc uneori lentile de roci dolomitice, de obicei gălbui şi de dimensiuni neînsemnate (versantul drept al văii Bistricioara).

La diferite nivele se întîlnesc sporadic brecii calcaroase de natură sedimentară.

În calcarele organogene, pe Valea Cireşului, am întîlnit fragmente de *Requienia* sp. pe baza căreia presupunem că ele ar fi de vîrstă barremiană.

Pe Valea Boului, la vest de Gureni, în calcare aparţinînd probabil acestui complex, am întîlnit numeroase exemplare de *Calpionella alpina* Lorenz (pl. I, fig. 6). Prezenţa acestei forme ne face să credem că undeva, la partea inferioară a pachetului de roci calcaroase descrise, se plasează limita dintre jurasic şi cretacic.

Existînd o continuitate de sedimentare între complexul de roci dolomitice şi acest pachet de calcare, observată pe mai multe profile (Valea Cheii, nord Topeşti, Valea Calului — Cloşani etc.), rezultă că în depozitele mezozoice din regiunea Tismana este cuprins atît jurasicul superior, cît şi cretacicul inferior, care frecvent, spre partea lui superioară, îmbracă faciesul urgonian.

Complexul de roci argiloase. Peste depozitele calcaroase ale cretacicului inferior se dispune o stivă de roci predominant argiloase cu intercalaţii subordonate de marno-calcare şi gresii cenuşii.

Petrografic, se disting trei orizonturi: un orizont inferior format din marno-calcare şi marne argiloase gălbui, un orizont mediu constituit din argile şistoase în general negricioase şi un orizont superior argilos gălbui cu intercalaţii mai abundente de gresii.

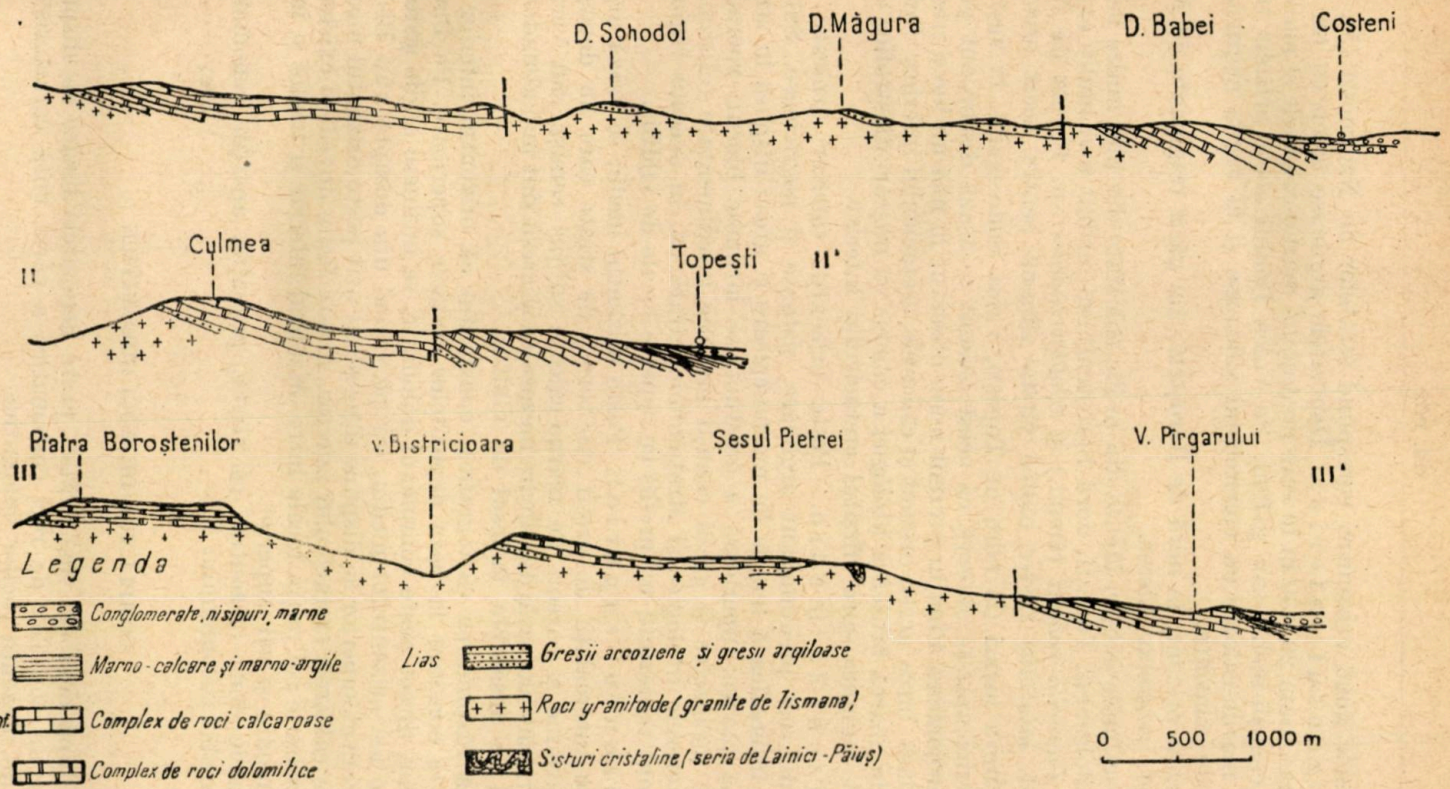


Fig. 3. — Secțiuni geologice.

Primele două orizonturi corespund stratelor de Nadanova (5), (8).

Orizontul inferior. Depozitele argiloase încep cu un orizont de maximum 20—30 m în care predomină marno-calcarele și marnele argiloase cenușii-închis sau gălbui. Pe Valea Boului acest orizont trece lateral la marno-calcare cu concrețiuni silicioase și la argile negricioase cu benzi de silicolite.

În acest orizont, la nord de Boroșteni, am găsit fragmente de *Neohibolites* cf. *minimus* Lister.

În secțiunile subțiri făcute din probe colectate din mai multe locuri (Valea Sudoieșului, Topești, nord Boroșteni) am întîlnit mai multe exemplare de *Ticinella roberti* (Gand.) și *Globigerinoides* sp. Forma de *Neohibolites* cf. *minimus* Lister indică vîrsta albiană pentru acest orizont.

În cîteva locuri (la nord de Topești, Valea Sudoieșului, la vest de valea Bistricioara) se observă că acest orizont se așază discordant peste calcarele urgoniene. Pînă în prezent n-am observat în nici un loc o trecere gradată clară între acest orizont și calcarele cretacicului inferior. Reiese deci că schimbarea bruscă a litologiei a coincis cu mișcări diastrofice care au afectat regiunea spre sfîrșitul cretacicului inferior.

Orizontul mediu. Peste orizontul inferior urmează un complex de roci predominant argiloase, șistoase și negricioase. Subordonat, se intercalează lentile de marno-calcare și gresii dispuse în strate subțiri. La partea superioară a acestuia, se întîlnesc blocuri sporadice de calcare mezozoice și gresii cenușii micacee însedimentate (olistolite).

Caracterele litologice și stratonomice arată că, în această regiune, acest orizont reprezintă un prefliș cu aspecte locale de vildfliș.

Orizontul superior. Peste orizontul mediu se așază argile șistoase cu intercalații de gresii sub formă de strate care nu depășesc 0,50 m grosime și rareori de marno-calcare subțiri cenușii sau verzui. În acest orizont blocurile de calcare mezozoice și gresii sînt mai abundente, îmbrăcînd în ansamblu faciesul de vildfliș.

După răspîndirea cartografică, constatăm că orizontul inferior nu se întîlnește constant la baza depozitelor cretacic superioare. Pe Piatra Boroștenilor, direct peste complexul dolomitic, se întîlnesc argile șistoase negricioase ale orizontului mediu, iar pe cracul din dreapta văii Bistricioara orizontul superior se dispune discordant atît peste orizontul mediu, cît și peste calcarele cretacicului inferior. Aceste fapte dovedesc existența unor discordanțe cel puțin locale între orizontul inferior și mediu și între orizontul mediu și cel superior.

Ultimele două orizonturi ca vîrstă, probabil, aparțin [cenomanianului și posibil turonianului (?).

COMPLEXUL DE ROCI DOLOMITICE

Așa după cum am mai arătat, peste depozitele liasice se dispune concordant un complex de roci carbonatice a cărui notă caracteristică este dată de prezența rocilor dolomitice.

Răspîndire. Complexul de roci dolomitice este răspîndit în regiunea cercetată sub forma unor mase continue sau ca petice izolate de mărimi diferite. Răspîndirea acestuia este legată de structura în general monoclinală cu înclinări spre sud-est a depozitelor mezozoice (fig. 2 și 3). În porțiunea dintre Valea Cireșului și Cracul Ciorii, pe circa 1 km, rocile dolomitice n-au fost recunoscute în succesiunea depozitelor jurasice. Probabil că lipsa lor nu se datorește unor accidente tectonice, ci substituirii pe direcție cu calcare.

Litofaciesul. În complexul dolomitic am distins mai multe tipuri principale de roci carbonatice: calcare spatice negricioase, calcare pseudo-oolitice, calcare fine criptocristaline, calcare organogene frecvent coraligene și roci dolomitice care, după compoziția chimică, variază de la dolomite slab calcaroase pînă la calcare slab dolomitice.

Între toate aceste tipuri de roci carbonatice există treceri gradate atît lateral, cît și pe verticală.

— Calcare spatice negricioase. Aceste calcare au fost întîlnite în mai multe locuri (Dealul Cerbului, Valea Cheii, Valea Pragului, Valea Piscurilor, Dealul Cioclovina, valea Pocruia etc.) stînd fie imediat peste depozitele atribuite liasicului, fie ca intercalații în celelalte tipuri de roci, dar la același nivel stratigrafic.

Din observațiile de teren reiese că acest tip de calcare se întîlnește totdeauna la partea inferioară a complexului dolomitic fără să fie însă constant. Pe alocuri aceste calcare sînt substituite de roci dolomitice sau de celelalte tipuri de roci carbonatice. În aceste cazuri nivelul lor este greu de separat.

Calcarele spatice negricioase sînt formate din $CaCO_3$ criptocristalin, care cuprinde numeroase fragmente de cochilii de lamellibranchiate, gasteropode, corali și elemente spatice de echinizi. În masa calcarului există fragmente izolate de calcit în jurul cărora se observă un început de recristalizare.

— Calcare pseudo-oolitice. Aceste calcare sînt foarte frecvente și sînt răspîndite în tot complexul dolomitic. Ele sînt constituite din pseudo-oolite fără nucleu sau cu nucleu, formate întotdeauna din $CaCO_3$ criptocristalin. În unele calcare pseudo-oolitice se observă granule corodate de cuarț, plăci de echinizi, fragmente de cochilii de lamellibranchiate, gasteropode și testuri de foraminifere (textularide).

Dimensiunile pseudo-oolitelor variază de la strat la strat. În același strat dimensiunile lor sînt apropiate. Din analiza secțiunilor subțiri reiese că pseudo-oolitele au dimensiuni medii de 0,30/0,20 și 0,50/0,40 mm.

Pseudo-oolitele au de obicei forme elipsoidale și circulare. În puține cazuri au forme alungite, provocate mai ales de forma nucleilor. Sporadic se întîlnesc și oolite cu o vagă structură concentrică marcată de cel mult două zone.

Grosimea învelișului cortical variază în funcție de dimensiunile nucleilor.

Nucleii pseudo-oolitelor sînt formați din granule de calcit, uneori de cuarț, mai ales în calcarele din baza complexului dolomitic, și din fragmente de schelete de microorganisme (foraminifere). Nucleii de cuarț au

întotdeauna contururi de coroziune. Foarte frecvent se întîlnesc pseudo-oolite lipsite de nuclei şi pseudo-oolite care au în partea lor centrală o granulaţie mai mare a $CaCO_3$, care descreşte treptat spre exterior (pl. I, fig. 8; pl. II, fig. 9).

Pseudo-oolitele sînt cuprinse într-o masă fundamentală de $CaCO_3$ criptocristalin, din care uneori se disting cu greu, sau sînt cuprinse într-un ciment calcitic microcristalin cu caracter bazal sau pelicular. În acest ultim caz, dimensiunile cristalelor de calcit corespund cu spaţiile dintre pseudo-oolite (pl. I, fig. 7).

Din cele relatate distingem pseudo-oolite cărora li se asociază material detritic şi care au frecvent nuclei şi pseudo-oolite lipsite de nuclei, prinse într-o masă fundamentală de $CaCO_3$ criptocristalin.

Între aceste tipuri de pseudo-oolite există termeni de tranziţie.

Procesele care au dus la formarea lor par să fie aceleaşi, numai că au acţionat probabil în condiţii puţin diferite. În ambele cazuri se pare că este vorba de precipitarea substanţei carbonatice.

Studiile recente asupra sedimentelor oolitice actuale (12) au confirmat faptul că acestea se formează în condiţiile unor ape agitate şi de mică adîncime. Probabil că deosebirile structurale ale pseudo-oolitelor descrise au fost cauzate îndeosebi de uşoara variaţie a agitaţiei apelor marine în care s-au format şi a adîncimii lor.

Pseudo-oolitele nu au o orientare evidentă în masa calcarelor (pl. II, fig. 9). În cîteva cazuri (est de Sohodol) am întîlnit totuşi pseudo-oolite elipsoidale şi de forme alungite cuprinse într-o masă fundamentală calcitică orientate paralel cu suprafaţa stratului.

Prezenţa cimentului cu caracter bazal indică procese de diageneză timpurii, o dată cu care compactizarea sedimentelor a descrescut simţitor.

— Calcare criptocristaline. Aceste calcare se întîlnesc mai frecvent în partea superioară a complexului dolomitic. Din punct de vedere petrografic sînt construite dintr-o masă criptocristalină de $CaCO_3$.

— Calcare organogene. La diferite nivele se întîlnesc calcare organogene la alcătuirea cărora participă îndeosebi coralii, spre deosebire de acelea pe care le atribuim cretacicului inferior. Ele mai conţin numeroase fragmente de cochilii de lamellibranchiate, gasteropode şi testuri de foraminifere (pl. II, fig. 11). Pe alocuri devin pseudo-oolitice.

— Roci dolomitice. Aceste roci constituie elementul caracteristic al complexului dolomitic. Se deosebesc foarte uşor prin culoarea în general mai închisă şi prin granulozitatea caracteristică.

În acest complex de roci, de obicei dolomitele situate spre baza lui sînt mai închise la culoare, uneori negricioase, spre partea superioară ajungînd gradat pînă la dolomite albe.

Diferenţa de solubilitate dintre calcare şi rocile dolomitice a creat un microrelief caracteristic (pl. II, fig. 12).

După analizele chimice şi în secţiuni subţiri se deosebesc dolomite slab calcaroase, dolomite calcaroase şi termeni de trecere la calcare dolomitice şi calcare slab dolomitice.

Din punct de vedere petrografic, dolomitele slab calcaroase sînt constituite dintr-un mozaic omogen de cristale de dolomit (pl. III, fig. 13).

Cristalele de dolomit au rareori habitus romboedric evident (pl. III, fig. 14). De obicei aceasta se observă în rocile carbonatice cu un conținut mai scăzut de CaMg $(CO_3)_2$. Sporadic cristalele de dolomit au contururi curbate, iar în unele cazuri au o structură zonată (pl. III, fig. 15).

Părțile centrale ale cristalelor de dolomit adesea cuprind impurități și pseudo-oolite mici ($D < 0{,}01$ mm) la care se observă chiar și nucleul (pl. III, fig. 16; pl. IV, fig. 17). Acest lucru dovedește că cristalele de dolomit au succedat formarea pseudo-oolitelor.

Dimensiunile cristalelor de dolomit variază în medie între 0,20 și 0,80 mm, putînd să ajungă pînă la 1,5 mm.

În rocile dolomitice se întîlnesc deseori fragmente de calcit, fragmente de lamellibranchiate și corali cu diferite stadii în care acestea sînt substituite de către cristalele de dolomit. În dolomitele calcaroase se observă porțiuni formate din $CaCO_3$ criptocristalin în care se întîlnesc uneori rari romboedri izolați de dolomit (pl. IV, fig. 18).

În calcarele dolomitice și calcarele slab dolomitice cristalele de dolomit formează de obicei aglomerări; alteori sînt izolate. Au fost observate de asemenea calcare pseudo-oolitice al căror liant este format din cristale de dolomit.

În mai multe locuri au fost observate roci dolomitice formate din ooide calcaroase de dimensiuni mari ($D < 2$ cm) cuprinse într-un liant de cristale de dolomit (pl. IV, fig. 19). În porțiunile unde aceste ooide sînt mărginite de un liant de $CaCO_3$ criptocristalin, în secțiuni subțiri nu se poate face deosebire clară între ooide și liant. Aceste cazuri sînt destul de semnificative întrucît presupun, pe de o parte, depunerea ooidelor concomitent cu aceea a liantului calcaros, iar pe de altă parte arată că formarea microcristalelor de dolomit a avut loc prin dolomitizarea mîlurilor calcaroase, în funcție de porozitate.

— Gresii argiloase și argile grezoase. La vest de valea Tismanei, la o distanță variabilă deasupra limitei inferioare a complexului dolomitic care ajunge pînă la 20 m, se intercalează un pachet de gresii argiloase și argile grezoase violacee, hematitice sau cenușii-verzui. Pe Valea Cheii la nord de Izverna grosimea acestor depozite este redusă la 3 m, ele începînd în bază cu un nivel de conglomerate care remaniază elemente de granite, cuarțite albe sau cenușii și calcare negricioase, cuprinse într-un liant argilos verzui. Deasupra urmează argilele violacee și verzui, iar apoi pe o grosime de 4 m se dispun marno-calcare cu intercalații argiloase. Aceste depozite sînt rezultatul unor mișcări oscilatorii care au afectat regiunea probabil în timpul doggerului.

Tipurile de roci carbonatice și în special calcarele reprezintă microfaciesuri care au coexistat în aceeași zonă de sedimentare. Caracterele petrografice ale rocilor dolomitice arată că procesele de dolomitizare au afectat toate tipurile de mîluri carbonatice în anumite porțiuni și la diferite nivele.

Stratofaciesul. Rocile carbonatice din complexul dolomitic se dispun de obicei sub formă de strate a căror grosime variază destul de mult, ajungînd pînă la roci masive. În general, predomină stratele cu o grosime sub 1 m. Se remarcă de asemenea dispoziția frecventă sub formă de

lentile de lungimi și de grosimi variabile care pot ajunge de la cîțiva metri pînă la zeci și sute de metri (pl. IV, fig. 20). În Dealul Cerbului de exemplu, calcarele spatice negricioase atribuite doggerului cuprind lentile subțiri de roci dolomitice negricioase, cu lungimi de ordinul metrilor. Pe Valea Cheii calcarele slab pseudo-oolitice formează lentile în roci dolomitice negricioase (pl. IV, fig. 20).

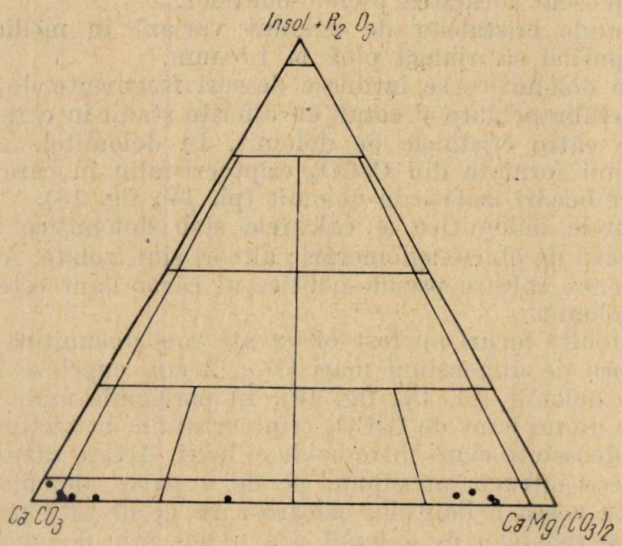


Fig. 4. — Proiecția cîtorva roci carbonatice în triunghiul Vișneakov.

Tipurile de roci carbonatice descrise alternează frecvent atît vertical, cît și lateral. Uneori alternează pachete în care predomină fie dolomitele, fie rocile calcaroase.

Aceste fapte sînt interesante pentru că indică existența în același timp a diferitelor tipuri de sedimente carbonatice și ritmicitatea condițiilor de sedimentare.

În sectorul Văii Cireșului (la nord-vest de Topești) rocile dolomitice n-au fost recunoscute în succesiunea depozitelor mezozoice. Probabil că lipsa lor se datorește condițiilor inițiale de sedimentare care au favorizat depunerea în exclusivitate a sedimentelor calcaroase.

Chimismul. Pentru caracterizarea chimică a rocilor carbonatice am folosit clasificarea chimică cantitativă a lui S. G. Vișneakov. Din triunghiul de proiecție (fig. 4) și din tabelul nr. 1 reiese următorul fapt: chimismul rocilor carbonatice din complexul dolomitic variază de la calcare pure pînă la dolomite slab calcaroase. Analizele chimice nu arată niciodată un dolomit pur. Conținutul maxim de $CaMg(CO_3)_2$ este de 86—90%, care după clasificarea chimică cantitativă a lui S. G. Vișneakov corespunde dolomitelor slab calcaroase.

Tabelul nr. 1

Roci carbonatice jurasice

Nr. probei	Locul	Vîrsta	Componente %					Clasificarea după S. G. Vişneakov			Denumirea rocilor
			CaO	MgO	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	calcit %	dolomit %	insol. + Fe_2O_3	
16	Valea Cheii	D-M	34,22	17,53	0,20	0,66	0,36	17,64	80,10	1,85	dolomit slab calcaros
17	„ „	D-M	54,82	0,35	0,35	1,39	0,28	96,99	1,59	3,83	calcar pur
18	„ „	D-M	46,90	8,25	0,14	0,11	0,08	63,25	37,72	0,41	calcar dolomitic
19	„ „	D-M	54,93	1,02	0,19	0,28	0,22	95,09	5,46	0,89	calcar slab dolomitic
23	„ Pîrgavului	D-M	54,80	1,90	0,22	urme	0,10	93,11	8,68	0,22	„ „ „
24	„ „	D-M	33,58	18,03	0,39	0,66	0,87	15,17	82,49	2,14	dolomit slab calcaros
25	„ „	D-M	55,30	1,50	0,12	urme	0,15	95,00	6,84	0,27	calcar slab dolomitic
235	„ Pragului	D	33,20	19,04	0,24	0,11	0,30	12,01	87,07	0,69	dolomit slab calcaros
302 a	„ Piscurilor	D-M	33,60	19,00	0,09	urme	0,09	11,81	86,90	0,18	„ „ „
302 b	„ „	D-M	53,30	2,80	0,09	0,10	0,12	88,20	12,79	0,33	calcar slab dolomitic

* Analizele chimice au fost efectuate la Întreprinderea de prospecţiuni şi laboratoare a Comitetului geologic.

Conținutul de magneziu nu variază numai de la un strat la altul, ci și în același strat. Analizele chimice a trei probe (nr. 17, 18 și 19, tabelul nr. 1), colectate din părțile inferioară, mijlocie și superioară ale unui strat de 1,50 m grosime (la sud de Sohodol), arată o schimbare sensibilă a conținutului de dolomit, respectiv 1,59; 37,72 și 5,46%.

Variația mare a conținutului de Mg în rocile carbonatice în același strat și în strate diferite este o caracteristică a rocilor dolomitice din această regiune. Acest lucru reiese și din compararea analizelor chimice cu cele petrografice.

Conținutul de $CaCO_3$ din rocile dolomitice este dat de prezența unor fragmente de cochilii, a elementelor spatice de echinizi, de porțiunile sporadice calcaroase rămase închistate în masa lor și de impuritățile din zona centrală a cristalelor de dolomit. Structura zonată a cristalelor de dolomit arată de asemenea o variație a conținutului în Mg. Prezența pseudo-oolitelor în zona centrală a cristalelor de dolomit indică fără îndoială o compoziție mai calcitică. Variația conținutului de Mg din calcare este dată de prezența cristalelor de dolomit sub formă dispersată sau de aglomerări.

Deși nu avem un număr suficient de analize chimice, totuși din compararea acestora cu datele petrografice se observă unele corelații, mai ales în cazul calcarelor pseudo-oolitice cu un conținut variabil de dolomit. În calcarele slab dolomitice cu pseudo-oolite de dimensiuni mai mari (în medie D = 0,40 mm), acestea sînt cuprinse sau într-o masă calcitică sau într-una dolomitică. În general, aceste roci au un conținut de $CaMg(CO_3)_2$ mai scăzut. În cazul calcarelor dolomitice, de obicei pseudo-oolitele au dimensiuni medii mult mai mici, iar cimentul calcitic lipsește. În acest caz fie că o parte din pseudo-oolite sînt cuprinse în cristale de dolomit, fie că sînt cuprinse în masa calcaroasă criptocristalină sau fin recristalizată, neafectată de dolomitizare.

Aceste date arată că mîlurile cu pseudo-oolite de dimensiuni mai mici, avînd o porozitate mai mare, au favorizat mai mult procesele de dolomitizare, o dată cu care, probabil că compartizarea sedimentelor a descrescut simțitor.

Raporturile moleculare dintre SiO_2: Al_2O_3 corespund unor minerale argiloase de tipul allophanului, holloyzitului, beidellitului și caolinitului, uneori cu un mic exces de aluminiu.

Conținutul de Fe_2O_3 din rocile carbonatice variază între 0,39 și 0,09% și pare să fie legat de materia argiloasă o dată cu care s-a sedimentat.

Din analizele chimice efectuate, reiese că SiO_2, Al_2O_3 și Fe_2O_3 nu arată vreo preferință pentru rocile dolomitice sau pentru cele calcaroase.

CONSIDERAȚII ASUPRA GENEZEI ȘI SEMNIFICAȚIEI ROCILOR DOLOMITICE

Pe baza studiului caracterelor litologice, stratonomice și chimice ale rocilor carbonatice mezozoice din regiunea Tismana vom încerca să facem unele considerații asupra genezei și semnificației lor și în special a celor dolomitice.

Pentru lămurirea genezei rocilor dolomitice, de altfel destul de complicată, evident că se pun mai multe probleme, cum ar fi sursa magneziului, condițiile de îmbogățire a apei marine în Mg și modul de formare a rocilor dolomitice.

Sursa conținutului de Mg din rocile dolomitice este discutabilă. Totuși studiile recente asupra sedimentelor carbonatice actuale au scos la lumină date destul de interesante, de care trebuie să ținem seama.

Astfel, K. E. C h a v e (2) a precizat că cristalele de calcit formate pe cale biogenă ar fi de două tipuri: un tip cu conținut de Mg redus și un tip de calcit cu un conținut de Mg ridicat (aproximativ 4%) sub formă de $MgCO_3$, care substituie $CaCO_3$ din rețeaua calcitei. Aceste tipuri de calcit se deosebesc printr-un grad de stabilitate diferit. Calcitul cu un conținut mai ridicat de Mg este nestabil și se crede că ar avea importanță în procesele de cimentare, de formare a porozității și eventual în formarea dolomitelor.

Același autor a mai arătat că media conținutului de Mg devine mai mare cu creșterea fineței organismelor. Proporția de $MgCO_3$ din sedimente poate să atingă 12,7%, rolul principal în fixarea Mg revenind foraminiferelor, echinidelor, coralilor și algelor. De asemenea s-a constatat că la nivelul claselor taxonomice cantitatea absolută de $MgCO_3$ din scheletele carbonatice crește o dată cu ridicarea temperaturii.

În depozitele jurasice la care ne referim se întîlnesc frecvent fragmente de corali, elemente spatice de echinizi și sporadic foraminifere. Nu este exclus să fi existat și alge. Prezența acestor resturi de organisme constituie indicii că Mg din rocile dolomitice din regiunea Tismana provine în mare măsură din scheletele organismelor. Cantitatea mare de roci dolomitice pe care o întîlnim astăzi presupune și o temperatură mai ridicată, care a favorizat fixarea Mg de către organisme.

Pentru îmbogățirea apei marine în Mg a trebuit să existe condiții care să rețină rezerva alcalină la concentrații care să permită formarea rocilor dolomitice. Una dintre aceste condiții se pare că a fost restricția în circulația apelor marine cauzată atît de activitatea bioconstructoare, cît și de mișcările lente și ritmice de subsidență. În perioadele de stagnare a subsidenței sau chiar de ușoare ridicări, precum și prin activitatea constructoare a organismelor, apele marine în diferite sectoare se izolau, restrîngîndu-și circulația. O dată cu aceasta, rezerva alcalină se îmbogățea dolomitizînd o parte din mîlurile calcaroase depuse anterior. Prin noi mișcări de subsidență se restabilea libera circulație a apelor marine, favorizînd formarea unor noi sedimente calcaroase.

Modul de zăcămînt al rocilor dolomitice și alternanța lor pe verticală nu se pot explica satisfăcător decît pe baza caracterului ritmic al mișcărilor de subsidență.

Temperatura n-a avut o influență însemnată în formarea ritmică a dolomitelor, ci mai mult în concentrarea Mg în scheletele organismelor. Temperatura a fost relativ constantă și acest lucru reiese destul de clar din variația pe orizontală a diferitelor tipuri de roci carbonatice. De asemenea acest lucru se dovedește și prin conținuturile de Al_2O_3, SiO_2

și Fe_2O_3 din rocile carbonatice, ale căror valori nu arată diferențe care să indice o variație a temperaturii.

În ceea ce privește modul de formare a rocilor dolomitice credem, pe baza observațiilor de teren și de laborator, că cea mai mare parte a lor s-a format din dolomitizarea mîlurilor calcaroase într-o fază pene-contemporană depunerii lor.

Rocile dolomitice din regiunea Tismana corespund tipurilor de dolomite „metasomatice" în concepția lui N. M. Strahov (16) și cu cele „diagenetice" în concepția lui G. I. Teodorovici (17). Înclinăm să credem că formarea lor a avut loc prin dolomitizarea directă a mîlurilor calcaroase fără o migrare și o redistribuire ulterioară a substanței dolomitice în sedimente.

Probabil că dolomitizarea s-a făcut în porțiunile cele mai adînci ale apelor marine conform cu greutatea specifică mai mare dată de rezerva alcalină.

Caracterele litologice ale rocilor dolomitice arată că dolomitizarea s-a făcut în funcție de porozitatea mîlurilor carbonice. Ca dovezi sînt fragmentele de cochilii și structurile pseudo-oolitice care au fost numai parțial afectate de procesul de dolomitizare sau sînt cuprinse într-un liant dolomitic.

★

Din studiul rocilor dolomitice se desprind mai multe trăsături importante, pe baza cărora considerăm că aceste roci s-au format în majoritatea cazurilor prin dolomitizarea mîlurilor calcaroase. Printre acestea se numără dispoziția lor sub formă de strate și lentile de grosimi și lungimi variabile, alternanța ritmică a rocilor dolomitice cu cele calcaroase, compoziția chimică variabilă, de asemenea prezența pseudo-oolitelor în zona centrală a cristalelor de dolomit, forma microcristalină în care se prezintă întotdeauna rocile dolomitice, prezența fragmentelor de cochilii și schelete organice cu diferite stadii în care sînt substituite de către dolomit, lipsa cimentului calcitic în dolomite și prezența liantului dolomitic în unele calcare pseudo-oolitice.

Caracterele litologice și stratonomice arată că dolomitizarea nu s-a făcut uniform și peste tot, ci în diferite locuri și la diferite nivele, asupra tuturor tipurilor de sedimente calcaroase reprezentate prin calcarele descrise. Dolomitizarea s-a făcut numai în porțiunile unde s-au realizat condițiile necesare și în primul rînd restricția în circulația apelor marine prin care s-a păstrat și îmbogățit rezerva alcalină.

Succesiunea depozitelor mezozoice și natura lor arată că după depunerea sedimentelor liasice într-un mediu predominant continental a urmat sedimentarea mîlurilor carbonatice într-o mare cu caracter epicontinental și de mică adîncime, care a dăinuit pînă spre sfîrșitul cretacicului inferior.

Alternanța rocilor dolomitice cu cele calcaroase ne-a sugerat ideea că în acest timp regiunea a fost afectată de mișcări de subsidență lente și ritmice care au cauzat periodic izolarea parțială a apelor marine, favorizînd astfel formarea dolomitelor.

Depunerea sedimentelor carbonatice a avut loc în condițiile unui climat cald.

Fig. 5. — Calcare urgoniene cu pachyodonte (Valea Cireșului).

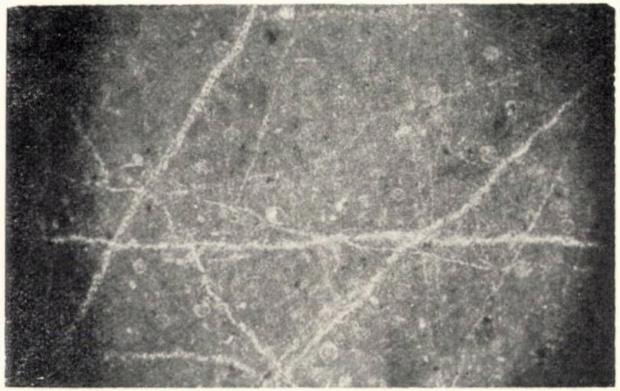


Fig. 6. — Calcare cu *Calpionella alpina* Lorenz (Valea Boului) (N ‖ ; 25 ×).

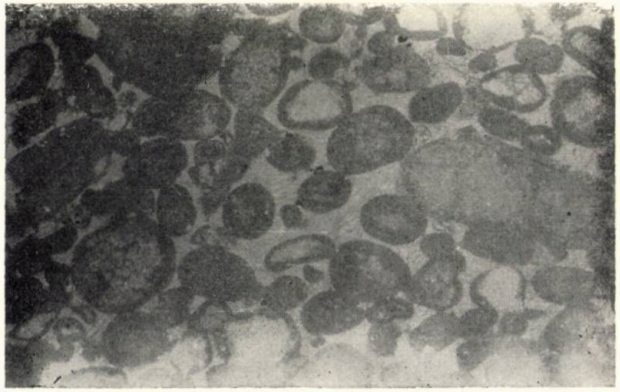


Fig. 7. — Calcar pseudo-oolitic cu ciment calcitic (Valea Cheii) (N ‖ ; 25 ×).

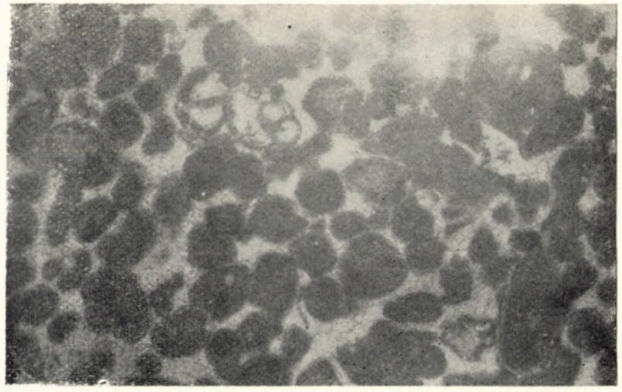


Fig. 8. — Calcar pseudo-oolitic (Valea Cheii) (N ‖ ; 25 ×).

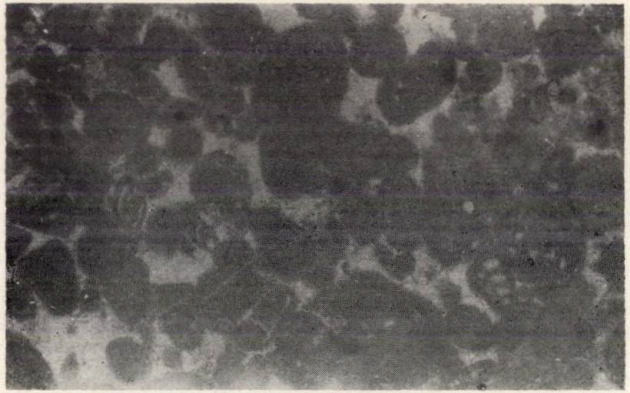


Fig. 9. — Calcar pseudo-oolitic (Valea Cheii) (N ||; 25 ×).

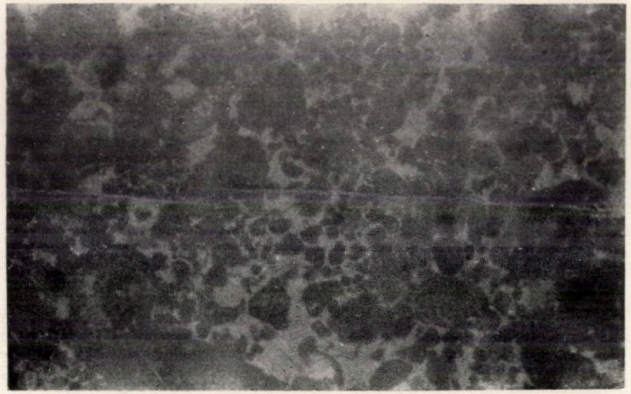


Fig. 10. — Calcar pseudo-oolitic (Valea Cheii) (N ||; 25 ×).

Fig. 11. — Calcar organogen cu foraminifere (valea Bistriței) (N ||; 25 ×).

Fig. 12. — Microrelief de calcare și roci dolomitice.
1, Calcare; *2*, roci dolomitice (vest de Sohodol)

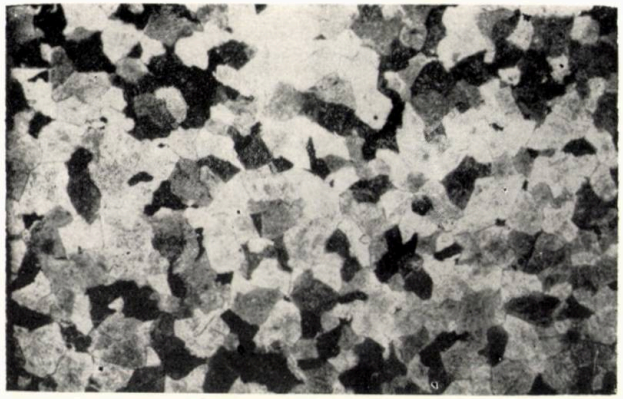


Fig. 13. — Dolomit slab calcaros (Valea Cheii) (N + ; 25 ×).

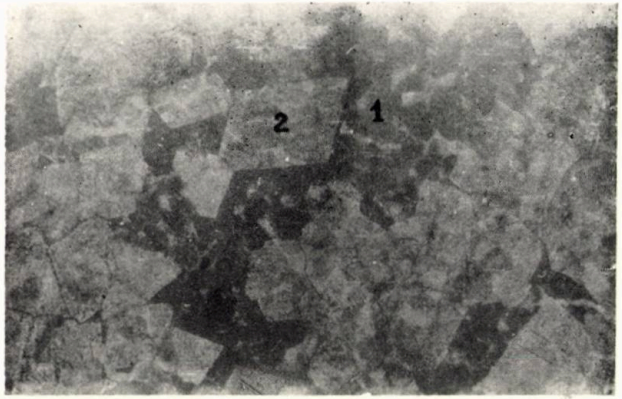


Fig. 14. — Calcar dolomitic.
1, Pseudo-oolite ; *2*, cristale de dolomit (Valea Cheii) (N|| ; 25 ×).

Fig. 15. — Dolomit slab calcaros cu cristale de dolomit zonate (sud de Sohodol) (N || ; 25 ×).

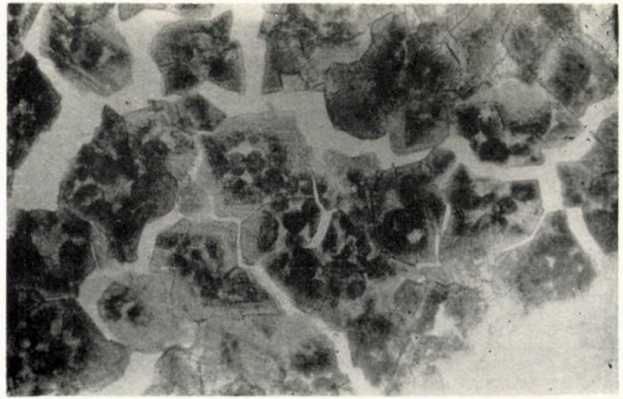


Fig. 16. — Dolomit slab calcaros. Cristale de dolomit cu pseudo-oolite (Valea Cheii) (N || ; 25 ×).

Fig. 17. — Cristale de dolomit cu pseudo-oolite — detaliu (Valea Cheii) (N || ; 55 ×).

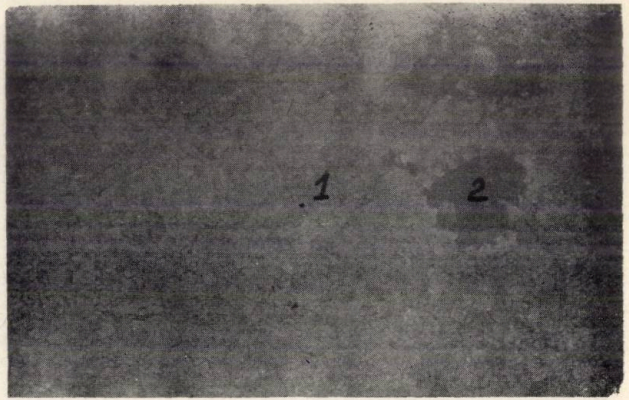


Fig. 18. — Dolomit calcaros.
1, Dolomit ; *2*, calcar criptocristalin (valea Pîrgavului) (N|| ; 25 ×).

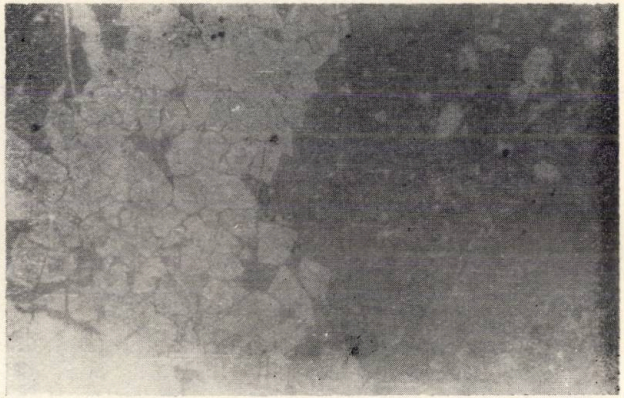


Fig. 19. — Calcar dolomitic (nord Tismana) (N|| ; 25 ×).

Fig. 20. — Lentile de calcare în roci dolomitice.
1, Roci dolomitice ; *2*, calcare (Valea Cheii).

BIBLIOGRAFIE

1. Adams J. E. a. Rhodes M. L., *Dolomitisation by seepage refluxion*, Bull. Assoc. Petrol. Geol., 1960, **44**, *12*.
2. Chave K. E., *Aspect of the biogeochemistry of magnesium. I. Calcareous marine organisms*, J. Geol., 1954, **62**, *3*.
3. Chilingar G. V., *Ca/Mg Ratios of calcareous sediments as function of depth and distance from shore*, Departament of Petroleum Engineering Univ. of Southern Calif. (extras).
4. Codarcea Al., *Vue nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX**.
5. Codarcea Al. și Mercus D., *Asupra vîrstei stratelor de Nadanova*, Com. Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *8*.
6. Codarcea Al. și Răileanu Gr., *Mezozoicul din Carpații Meridionali*, St. și cerc. geol., 1960, **V**, *4*.
7. Manolescu G., *Etude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan*, An. Inst. geol. Rom., 1937, **XVIII**.
8. Mercus D., *Contribuții la cunoașterea litologiei stratelor de Nadanova*, St. cerc. și geol., 1961, **VI**, *3*.
9. Papiu C. V. și Kizyk A., *Asupra litologiei calcarelor recifale de la Băile Herculane*, St. și cerc. geol., 1958, **III**, *1—2*.
10. Pettijohn F. J., *Sedimentary rocks*, New York, 1958.
11. Răileanu Gr., *Considerațiuni generale asupra geologiei Banatului de vest*, Anal. rom.-sov., secția geol.-geogr., 1957, *4*.
12. — *Considérations générales sur le Jurasique des Carpates Roumaines concernant surtout quelques limites stratigraphiques*, Ann. Inst. Géol. Publ. Hung., 1961, **XLIX**, *2*.
13. Rusnak A. a. Gene, *Some observations of recent oolites*, J. Sed. Petrology, 1960, **30**, *3*.
14. Semaka Al. și Drăghici I., *Observații asupra liasicului de la Baia-de-Aramă*, St. și cerc. geol., 1962, **VII**, *1*.
15. Stehli F. G. a. John Hower, *Mineralogy and early diagenesis of Carbonate sediments*, J. Sed. Petrology, 1961, **31**, *3*.
16. Страхов Н. М., *О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний)*, Труд. геол. инст. АН СССР, 1956, *4*.
17. Teodorovich G. I., *On the origin of sedimentary dolomites*, Internat. Geol. Review, 1961, **3**, *5*.
18. Weyl P. K., *Porosity through dolomitisation: conservation of mass requirements*, J. Sed. Petrology, 1960, **30**, *1*.

Institutul de geologie și geografie
al Academiei R.P.R.

Primită în redacție la 16 aprilie 1964.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FLIȘULUI CRETACIC DIN REGIUNEA BARCANI (MUNȚII BUZĂULUI)

DE

JANA SĂNDULESCU

55(05)

În flișul cretacic din regiunea Barcani (Munții Buzăului) autorul a separat un complex șistos (apțian superior-albian mediu) și un complex grezos (albian superior-vraconian). În complexul șistos a fost găsit *Parahoplites* cf. *melchioris*, care indică prezența apțianului superior în depozitele pînzei interne inferioare. Autorul ajunge la concluzia că, cel puțin în Munții Bodocului și Munții Buzăului, limitele dintre complexele separate în cretacicul inferior al pînzei interne inferioare sînt heterocrone.

În lucrarea de față, prezentăm rezultatele cercetărilor geologice întreprinse de noi în anul 1962[1] în regiunea Barcani, care este situată în partea de NE a Întorsurii-Buzăului. La constituția ei iau parte depozite de fliș cretacic (apțian superior-vraconian), care alcătuiesc partea estică a pînzei interne inferioare (7) sau unitatea est-internă (1).

Lucrări care se referă la această regiune aparțin lui M. G. Filipescu (3), (4), (5), (6), (7), (8), I. Marinescu (12) și I. Băncilă (1).

Din aceste lucrări se desprinde faptul că în regiunea de care ne ocupăm flișul cretacic este împărțit în două orizonturi : orizontul marnos (apțian superior-albian inferior) și orizontul grezos (albian) (7) sau seria curbicorticală (albian) și gresia de Sita — Tătaru (vraconian) (1), (12).

În regiunea Barcani era figurată (12) pe o mare suprafață gresia de Sita — Tătaru, orizontul marnos, respectiv seria curbicorticală, fiind restrîns la fruntea pînzei.

Trebuie să remarcăm faptul că, în accepția unor autori (9)[2], în fața liniei care marchează fruntea pînzei interne inferioare se găsesc strate de

[1] Jana Săndulescu, *Cartări, revizuiri și coordonări pe foaia Lăcăuți 1 : 200 000 (studiul geologic al regiunii Barcani)*, Raport, Arh. Inst. geol., 1962.

[2] Jana Ion-Săndulescu și Elena Bratu, *Raport geologic asupra regiunii Zagon*, Arh. Inst. geol., 1959.

Gh. Iliescu, Jana Săndulescu, Elena Bratu și alții, *Raport geologic asupra cercetărilor din regiunea Teliu — Întorsura-Buzăului — Crasna*, Arh. Inst. geol., 1960.

Zagon, alcătuite dintr-o serie șistoasă cu gresii curbicorticale și argile roșii. Alții (12), (13) înglobează acest fliș curbicortical cu argile roșii la seria curbicorticală, adică la pînza internă inferioară sau pînza est-internă.

În Ghidul excursiilor (14), tratîndu-se în general flișul cretacic din pînza internă inferioară, s-a arătat că se pot separa trei complexe litologice (complexul șistos, complexul grezos, complexul șistos-grezos cu siderite), așa cum se făcuse pe valea Trotușului [3], în regiunea Cernatu (Munții Bodocului) [4] și la Zagon. În această lucrare, flișul curbicortical cu argile roșii este atribuit zonei șisturilor negre.

Mai tîrziu [5], în special la sud de valea Buzăului și foarte puțin pe malul stîng al acesteia, s-au separat în cadrul seriei de Teleajen (13) trei orizonturi : orizontul flișoid inferior (albian mediu), orizontul grezos (albian superior-vraconian) și orizontul flișoid superior (albian superior-vraconian). În acest caz flișul curbicortical cu argile roșii a fost atribuit flișoidului superior, deci pînzei interne inferioare.

STRATIGRAFIE

În regiunea Barcani au fost separate primele două orizonturi ale flișului cretacic ce alcătuiesc pînza internă inferioară, și anume : complexul șistos și complexul grezos.

Celui de-al treilea complex ar putea să-i aparțină cei cîțiva metri de depozite formate din gresii curbicorticale, marne și marno-calcare sideritice, care se păstrează în axul sinclinalului Dealului Zagonului.

[COMPLEXUL ȘISTOS

Între zona de apariție a depozitelor cretacice atribuite în unanimitate pînzei interne inferioare și zona de apariție a cretacicului inferior în facies de șisturi negre, se dezvoltă și în această regiune o fîșie de depozite reprezentate prin gresii calcaroase curbicorticale, uneori cu abundente diaclaze umplute cu calcit (cum sînt pe valea dintre Culmea Rodinei și Dealul Măgura), prin marne șistoase cenușii, argile roșii, verzi și negre. Aceste depozite, după cum reiese din istoric, au fost atribuite fie pînzei interne inferioare, fie zonei sau unității șisturilor negre.

Mulți autori (12), (13) au emis ideea că ele nu aparțin pînzei interne inferioare. Pe baza unor argumente pe care le vom menționa mai jos ne menținem și noi la aceeași concepție, exprimată și cu alte ocazii.

În sprijinul acestei idei se remarcă în primul rînd faptul că structurile ce se dezvoltă în depozitele flișului curbicortical cu intercalații de argile roșii (strate de Zagon) sînt intersectate de cele dezvoltate în complexul șistos care apare la fruntea pînzei interne inferioare.

---

[3] M. Săndulescu și L. Atanasiu, *Raport asupra regiunii Ghimeș — Brusturoasa — Coșnea*, Arh. Inst. geol., 1958.

[4] Jana Săndulescu, *Raport — Studii geologice în cuprinsul foii 76 (Sf. Gheorghe)*, Arh. Inst. geol., 1961—1962.

[5] Gr. Popescu și echipa, *Prospecțiuni geologice în zona paleogenului pînzei de Tarcău din Munții Buzăului*, Raport, Arh. Inst. geol., 1961.

Această situație dovedește că din punct de vedere structural stratele de Zagon aparțin unui regim tectonic legat de unitatea încălecată.

Dacă ținem seama de fosilele găsite (12) în această fîșie de depozite, ca și de microfauna identificată recent în regiunea Zagonului (9), este clar că ele au o vîrstă mai nouă (cenomanian-turoniană) decît cea a depozitelor ce aparțin complexului șistos (apțian superior-albian mediu) cu care vin în contact la vest.

Aceste fapte justifică suficient raporturile tectonice dintre complexul șistos din fruntea pînzei interne inferioare și stratele de Zagon.

Complexul șistos este constituit din ritmuri binare sau ternare cu grosimi de 20—30 cm formate din : gresii calcaroase sau argiloase micafere de culoare cenușie, cu aspect curbicortical, în strate de 5—20 cm grosime ; marne și marno-argile șistoase de culoare cenușie. Uneori există și al treilea termen al ritmului, reprezentat prin marno-calcare sideritice de culoare cenușie, în strate continue sau sub forme elipsoidale.

În afară de aceste caractere generale, complexul șistos prezintă, pe sectoare, anumite particularități, și anume :

— În partea de V a regiunii, depozitele care formează anticlinalul Valea Călugărului și anticlinalul valea Barcani sînt de tipul unui fliș format din ritmuri strînse cu grosimi constante, în care gresiile și argilele participă egal. O altă caracteristică este prezentă la 100—150 m sub limita cu complexul grezos a unei brecii sedimentare, care are dezvoltare lenticulară și conține fragmente colțuroase de silexuri, calcare de tip Stramberg, calcare cu silicifieri (callovian-oxfordian ?). Elemente din ea am întîlnit în zona axială a anticlinalului Valea Călugărului și în zona axială a anticlinalului valea Barcani, în sectorul Pîrîul Boului. Breccia menționată mai sus este cunoscută [6] și la sud de valea Buzăului cam pe același aliniament pe care am găsit-o și noi.

— La est de anticlinalul valea Barcani depozitele complexului șistos prezintă un facies puțin schimbat, în sensul că apar destul de frecvent mai ales în nivelele inferioare gresii în bancuri metrice. Această îmbogățire în gresie este mai accentuată în sudul sectorului, așa cum se poate observa pe Pîrîul Sitei, unde gresiile intercalate în complexul șistos sînt și microconglomeratice.

Cea mai estică zonă de apariție a complexului șistos se găsește în fruntea pînzei interne inferioare. Ea se urmărește din regiunea văii Zagonului, spre sud pe Vîrful Dealului, Valea Mare, în cursul superior al văii Zăbrătăului și, în continuare, pe malul stîng și cel drept al văii Zăbrătăului. Această fîșie este considerată de unii autori (12) ca făcînd corp comun cu flișul curbicortical cu argile roșii, cînd, de fapt, avem de-a face cu depozite din două unități tectonice diferite, cum am arătat mai sus.

Vîrsta complexului șistos

Pe Valea Sitei în complexul șistos, la aproximativ 300 m sub limita acestuia cu complexul grezos, am găsit, sub forma unor mulaje interne,

[6] Gr. Popescu și echipa, *Op. cit.*

două fragmente de parahopliţi. Unul din fragmente prezintă caracterele speciei *Parahoplites melchioris* Anth.

Genul *Parahoplites* este cunoscut în scara biostratigrafică ca dezvoltîndu-se în apţianul superior şi numai foarte rar existînd în albianul inferior (11), (15). *Parahoplites melchioris* Anth. este citat (15) în Caucazul de nord ca formînd zona paleontologică în apţianul superior.

M. Breistroffer citează *Parahoplites melchioris* în asociaţia faunistică a clansayesianului, ca subetaj al apţianului (2).

Din cele de mai sus reiese că *Parahoplites* cf. *melchioris* argumentează cel puţin pentru această regiune prezenţa apţianului superior în baza complexului şistos.

Acestea sînt primele argumente paleontologice precise asupra prezenţei cel puţin a unei părţi a apţianului în pînza internă inferioară. Pînă acum se cunoşteau doar cîteva orbitoline nedeterminate specific şi un mulaj de *Parahoplites* (nesigur) găsit pe valea Teleajenului (7), fapt care a făcut pe unii autori (12), (13), (1)[7] să excludă apţianul din coloana stratigrafică a flişului din pînza internă inferioară.

Limita superioară a complexului şistos o plasăm în albianul mediu întrucît pe un mic afluent al pîrîului Barcani, în nivelele superioare ale acestuia, am găsit *Neohibolites* cf. *minimus*, iar I. Marinescu (12) citează *Inoceramus concentricus* pe pîrîul Chetagului, din depozite ce aparţin evident complexului şistos.

Deci, cel puţin în bazinul văii Buzăului, complexul şistos ocupă intervalul apţian superior-albian mediu.

COMPLEXUL GREZOS

Complexul grezos urmează în continuitate de sedimentare peste cel şistos. Trecerea de la unul la celălalt are loc treptat prin îmbogăţirea în gresii masive a complexului şistos, ceea ce face uneori ca limita să fie dificil de trasat.

În împrejurimile localităţii Barcani, trasarea limitei a fost uşurată de prezenţa, la circa 200 m deasupra ei, a unui banc de breccie sedimentară, care constituie un bun reper local.

Complexul grezos corespunde gresiei de Sita — Tătaru, însă trebuie să menţionăm că suprafaţa pe care autorii (12) anteriori au marcat zona de extindere a acesteia este exagerată, în realitate în cadrul ei apărînd în zonele axiale ale anticlinalelor şi depozitele complexului şistos.

Complexul grezos, ca şi în celelalte regiuni unde a fost indentificat şi separat, este format în general din gresii mai mult sau mai puţin calcaroase, micafere, de culoare cenuşie. Ele se prezintă în bancuri metrice, granulaţia este fină pînă la microconglomeratică. Între bancurile de gresii se intercalează de cele mai multe ori pachete, de grosimi diferite, alcătuite din gresii calcaroase curbicorticale şi marno-argile uneori asociate cu marno-calcare cu crustă feruginoasă de alterare. Pe un afluent mic

[7] Gr. Popescu şi echipa, *Op. cit.*

stîng al văii Barcani am întîlnit în nivelele inferioare ale acestui complex o gresie fină cu elemente verzi.

Și în complexul grezos se observă o oarecare variație de facies pe orizontală, și anume :

De la cuta-falie Pîrîul Sitei spre V, dar mai ales în partea sudică a acestei zone, el se prezintă cu un facies accentuat grosier, microconglomeratic. Un alt caracter specific îl prezintă depozitele complexului grezos care formează sinclinalul Vîrful Călugărului — Sita-Buzăului, unde la circa 200 m mai sus de limita cu complexul șistos se intercalează o breccie sedimentară. Ea are cîțiva metri grosime și trece uneori la un conglomerat breccios. Aflorimentele clare, în care am putut analiza conglomeratul breccios, se găsesc pe un afluent drept al văii Barcani și pe o viroagă de la sud de valea Crestelului. În aceste puncte, conglomeratul breccios este format dintr-o matrice marno-grezoasă sau microconglomeratică în care sînt prinse elemente de calcare, marno-calcare cu crustă feruginoasă, calcare cenușii, marne cenușii și verzi, gresii de diferite tipuri. Pe malul drept al văii Buzăului, sub Dealul Pietrei, este deschis un profil continuu foarte clar prin nivelele superioare ale complexului șistos și prin complexul grezos. În complexul grezos de aici se intercalează de asemenea o breccie sedimentară fosiliferă, descrisă cu altă ocazie (14). Ea este cunoscută cu aceeași poziție geometrică și la sud de valea Buzăului.

Vîrsta complexului grezos

Din depozitele complexului grezos am putut recolta numai un fragment de ammonit nedeterminabil (pe o viroagă de pe malul stîng al văii Barcani). În schimb, I. Marinescu (12) împreună cu Gh. Mocanu au găsit la Sita-Buzăului următoarea faună : *Anisoceras armatum* (Sowerby), *Puzosia communis* Spath., *Parahiblites tourtiae* Weigner, *Inoceramus concentricus* Park., *Neithea* sp., *Kosmatella* sp. În Dealul Taberii I. Marinescu citează *Neohibolites ultimus* d'Orb. Prin cercetările mai recente [8] M. Ștefănescu și M. Zamfirescu au colectat din breccia de la Sita-Buzăului următoarele fosile : *Puzosia communis* Spath., *Kosmatella* sp., *Inoceramus concentricus* Park., *Neohibolites minimus* (Miller), *Parahibolites tourtiae* Weigner.

Pe baza formelor citate, vîrsta complexului grezos a fost stabilită ca fiind vraconiană (12) sau albian superior-vraconiană [9].

Considerăm că este pe deplin argumentată prezența în aceste depozite a albianului superior și a vraconianului. Este posibil ca nivelele inferioare ale acestui complex să cuprindă și o parte din albianul mediu, deoarece breccia intraformațională de la Sita-Buzăului conține și *Neohibolites minimus*.

În ceea ce privește limita superioară, este clar că în această zonă mai estică a pînzei interne inferioare depozitele complexului grezos invadează și vraconianul. În comparație cu cercetătorii anteriori, noi considerăm că este posibil ca nu tot vraconianul să fie reprezentat prin faciesul

[8] Gr. Popescu și echipa, *Op. cit.*
[9] *Ibidem.*

grezos, ci o parte să fie ocupat şi de depozitele complexului şistos-grezos cu siderite, erodat în regiunea Barcani, dar care a fost semnalat în imediata apropiere, în regiunea Zagonului [10].

Complexul şistos-grezos cu siderite este foarte bine dezvoltat şi caracterizat paleontologic în regiunea Cernatu (Munţii Bodocului), unde conţine în nivelele inferioare *Puzosia mayoriana*, iar în cele superioare *Stoliczkaia notha* (10), argumente pentru vîrsta albian superior-vraconian (10).

Analizînd comparativ intervalele de vîrstă stabilite pentru complexele separate în regiunea Barcani cu cele stabilite în regiunea Cernatu [11] (10), pe o zonă mai internă de sedimentare remarcăm următoarele:

— În regiunea Cernatu este dovedit paleontologic şi micropaleontologic că complexul şistos-grezos cu siderite este de vîrstă albian superior-vraconiană şi limita cu complexul grezos se găseşte în cadrul albianului superior.

— În regiunea Barcani limita superioară a complexului grezos urcă în scară stratigrafică ajungînd în vraconian, iar cea inferioară se găseşte probabil în albianul mediu.

Deci cel puţin pentru intervalul albian superior-vraconian se observă de la V către E o variaţie de facies pe orizontală. În timp ce spre V, către sfîrşitul albianului superior, începe să se sedimenteze un fliş şistos-grezos cu siderite care ţine pînă către sfîrşitul vraconianului, înspre est continuă să se menţină pînă în vraconian faciesul grezos-conglomeratic. În cadrul complexului şistos-grezos cu siderite din regiunea Cernatu se intercalează pachete mai groase de gresii masive care credem că reprezintă vestigiile vestice ale faciesului grezos ce persistă mult în zona estică a pînzei interne inferioare (tabelul nr. 1 şi fig. 1).

Tabelul nr. 1

Date stratigrafice comparative privind flişul curbicortical din regiunile Cernatu şi Barcani

NV	Regiunea Cernatu (Munţii Bodocului)		Regiunea Barcani (Munţii Buzăului) SE	
Vraconian	complexul şistos-grezos cu siderite :	*Stoliczkaia* cf. *notha* *Globigerina infracretacea*, *Valvulineria allomorphinoides*, *Haplophragmoides concava* etc., *Puzosia mayoriana*	complexul şistos cu siderite (erodat)	
Albian superior			complexul grezos :	*Parahibolites tourtiae*, *Neohibolites ultimus*, *Anisoceras armatum*, *Puzosia communis*, *Inoceramus concentricus*, *Neohibolites minimus*
Albian mediu	Complexul grezos			
Albian inferior	Complexul şistos (nu apare la zi)		complexul şistos :	*Neohibolites minimus*, *Inoceramus concentricus*, *Parahoplites* cf. *melchioris*
Apţian superior				

[10] Jana Ion-Săndulescu şi Elena Bratu, *Op. cit.*

[11] Jana Săndulescu, *Op. cit.*

Din toate faptele expuse mai sus, se desprinde concluzia că limitele dintre cele trei complexe, ce pot fi separate în flișul cretacic al pînzei interne inferioare, sînt heterocrone.

CONSIDERAȚII TECTONICE

Flișul care se dezvoltă în regiunea Barcani aparține din punct de vedere tectonic pînzei interne inferioare sau unității est-interne.

Caracterele generale structurale ale acestei regiuni sînt următoarele: structurile se grupează într-un fascicul de cute amigdaloide; spre V și mai ales spre partea mediană a regiunii se conturează o zonă structural mai scufundată, iar spre E se desemnează o zonă structural ridicată; cutele identificate în regiunea Barcani sînt în cea mai mare parte de tipul cutelor complete normale, mai puțin prezente sînt cutele-falii și faliate.

În partea de vest și cea mediană ale regiunii care apar ca o zonă scufundată, am conturat mai multe structuri, dintre care mai importante sînt: sinclinalul Întorsura-Buzăului, care pe Dealul Stînii se deversează spre est; anticlinalul normal Valea Călugărului; la est de acesta se găsește o cută anticlinală secundară dreaptă, cu flancul estic în parte faliat; sinclinalul Telechi (cută în general cu vergență estică și flancul vestic în parte faliat) și sinclinalul Vîrful Călugărului, care virghează dînd sinclinalul Sita-Buzăului; anticlinalul pîrîul Barcani, care pînă pe valea Creșteșului este o cută normală dreaptă, iar spre sud pe această vale se deversează spre E și are flancul estic puțin faliat; cuta-falie Pîrîul Sitei, căreia îi lipsesc flancul vestic și zona axială; sinclinalul Dealul Zagonului — Dealul Sașilor, care la nord de Valea Mare are flancul estic faliat, iar pe un mic segment îi lipsește și zona axială.

În partea de est a regiunii cercetate se dezvoltă o zonă lată, structural mai ridicată fiind formată aproape exclusiv din depozitele complexului șistos. Aceasta constituie zona actuală de frunte a pînzei interne inferioare. Aici, am observat, în afară de cutele secundare întîlnite mai ales în regiunea „La Vîrful Dealului", trei structuri: anticlinalul Valea Mare, care pe cea mai mare parte a traseului său are forma unei cute normale cu vergență estică și numai pe Dealul Zagonului are flancul vestic faliat; sinclinalul valea Chetag care este o cută normală dreaptă sau pe anumite sectoare cu vergență estică; anticlinalul valea Zăbrătăului care reprezintă cea mai estică structură.

De pe Dealul Lorenț pînă la Dealul Vf. Cătanelor, anticlinalul Zăbrătău, format din complexul șistos (apațian superior — albian mediu) stă cu flancul său estic pe stratele de Zagon (cenomanian-turonian). La sud de Vîrful Cătanelor, anticlinalul pierde flancul estic, încît aici prin flancul său vestic vine în contact cu un anticlinal strivit format din strate de Zagon. Anticlinalul valea Zagonului dispare prin faliere și eroziune pe segmentul Vîrful Cătanelor — nordul pîrîului Teretura; pe acest segment linia actuală care marchează fruntea pînzei este desemnată de contactul complexului șistos-grezos (din sinclinalul Chetag) cu stratele de Zagon sau șisturile negre. La sud de pîrîul Teretura se păstrează de ase-

menea anticlinalul Dealul Zagonului, avînd forma unei cute cu vergenţă estică ce ia contact spre E cu şisturile negre sau cu stratele de Zagon.

Am descris în amănunt anticlinalul valea Zagonului şi contactul lui cu depozitele de la est, pentru a scoate în evidenţă caracterul acestui contact ce reprezintă linia de încălecare a depozitelor din pînza internă inferioară.

BIBLIOGRAFIE

1. Băncilă I., *Geologia Carpaţilor Orientali*, Bucureşti, 1958.
2. Breistroffer M., *Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre*, Travaux du lab. de géol. de la Fac. de Sci. de l'Univ. de Grenoble, 1946—1947, **XXVI**.
3. Filipescu M. G., *Contribution à l'étude du flysch interne compris entre V. Crasna-Teleajen et V. Negru*, Bul. ştiinţ. Acad. Rom., 1934, **XVIII**, *3—5*.
4. — *Etude géologique dans la région compris entre la vallée Teleajen et la vallée du Slănic et Bisca Mare*, Bull. Lab. Mém., 1937, **II**.
5. — *Cercetări geologice în zona internă şi mediană a flişului dintre V. Uzului şi V. Tîrlungului*, Dări de seamă Com. geol., 1955, **XXXIX** (1951—1952).
6. Filipescu M. G., Drăghindă I. şi Mutihac V., *Cercetări geologice între V. Buzăului şi Covasna — Tuşnad*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII** (1950—1951).
7. Filipescu M. G., *Vederi noi asupra tectonicii flişului Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc., 1955, *6—7*.
8. — *Contribuţiuni la orizontarea Cretacicului din flişul Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc., 1955, *8*.
9. Filipescu M. G., Alexandrescu Gr., Şoigan P. et Bratu E., *Le Cénomanien de la série des schistes noirs de la partie méridionale des Carpathes Orientales*, Assoc. Géol. Carpato-Balcanique, Varşovia — Cracovia, 1963.
10. Filipescu M. G. şi Săndulescu Jana, *Contribuţii la cunoaşterea flişului cretacic din regiunea Cernatu (Munţii Bodoc)*, St. şi cerc. geol., 1963, **VIII**, *4*.
11. Глазунова А. Е., *Аммониты апта и алба Копет-Дага малого и большого Балканов и Мангышлака*, Москва, 1953.
12. Marinescu I., *Cercetări geologice în flişul M. Buzăului*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLIV** (1957).
13. Popescu Gr., *Contribuţiuni la stratigrafia flişului cretacic dintre V. Prahovei şi V. Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajen*, St. şi cerc. geol., 1958, **III**, *3—4*.
14. * * * *Ghidul excursiilor — Carpaţii Orientali*, Congresul al V-lea al Asociaţiei geologice Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961.
15. * * * *Труд. Атлас нижней меловой фауны северного Кавказа и Крыма*, Москва, 1960.

Institutul geologic al Comitetului geologic.

Primită în redacţie la 19 ianuarie 1965.

STUDIUL FAUNEI DE GASTEROPODE CENOMANIENE DE LA CHERGHEŞ*

DE

DENISA LUPU

55 (05)

În lucrare se dă o descriere detaliată a succesiunii depozitelor vracono-cenomaniene de la Cherghes. În continuare, autorul dă o listă a formelor determinate după care, în cadrul capitolului rezervat descrierii formelor de gasteropode, se face o discuţie asupra sistematicii şi răspîndirii pe verticală a unora din ele. La formele de *Itruvia* s-au identificat 10 morfe aparţinînd unei singure specii. În capitolul de ecologie se fac discuţii asupra naturii asociaţiilor întîlnite. Astfel, unul dintre profile (Valea Boului) este considerat ca reprezentînd în cea mai mare parte o biocenoză, în timp ce al doilea (Valea Roatei) este considerat ca reprezentînd o tanatocenoză.

Fauna cretacică superioară de la Cherghes este cunoscută încă din cea de-a doua jumătate a veacului trecut.

D. Stur (33) ajunge la concluzia că în acest sector apare un facies de Gosau, care reprezintă ca vîrstă intervalul de timp cuprins între cenomanian şi senonian. Acest autor citează din împrejurimile localităţii Cherghes o faună de gasteropode determinată de F. Stoliczka.

I. Halavâts (1903) completează lista de faună a lui D. Stur prin specii de *Ostrea* şi *Serpula*.

Primul cercetător român care descrie forme aparţinînd cretacicului superior de la Cherghes este I. Simionescu (1944), şi anume ammoniţii *Mantelliceras mantelli* şi *Parapuzosia transilvanica*.

C. Gheorghiu (13) consideră stratele de Cherghes de vîrstă turonian-senoniană, citînd în nivelul grezos de la partea superioară a seriei genul *Nowakites* şi cîteva specii de *Parapachydiscus*.

Într-o lucrare recentă (1965) M. Lupu şi D. Lupu consideră nivelul inferior al succesiunii de la Cherghes ca un echivalent al stratelor

---

* Lucrare publicată şi în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **10**, *2* (în limba franceză).

de Fornădia, atribuindu-i vîrsta vracono-cenomaniană. Autorii își sprijină ideea pe baza recoltării din nivelul superior grezos a formelor *Parapuzosia transilvanica* Sim., *Calycoceras* sp. și *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) *devae* n. sp., care indică vîrsta cenomaniană.

DESCRIEREA SUCCESIUNII

Profilul cel mai bine deschis este cel de pe Valea Boului la S de localitatea Cherghes.

Pe cristalin se dispune un nivel cu grosime de 1 m, conglomeratic, nefosilifer, cu elemente de cuarțite bine rulate. Acesta suportă un nivel grezos și un nivel marnos, nefosilifere, ambele însumînd 2 m grosime.

Urmează 30 m de gresii marnoase cenușii, pe alocuri lumașelice, stratificate în bancuri de 0,5—2 m, din care a fost recoltată și determinată o asociație de gasteropode.

În partea inferioară a orizontului fosilifer apar forme în general mici de *Nerinea*, *Glauconia*, *Natica*, *Praeradiolites*, *Actaeonella*, *Itruvia*, *Cerithium*, *Corbula* dispuse dezordonat.

Urmează nivele în care predomină forme din ce în ce mai mari de *Nerinea incavata* Bronn în asociație cu exemplare de *Itruvia*, care nu ajung niciodată aici la dezvoltarea maximă și al căror unghi apical este mai mic. Formele de *Nerinea* sînt dispuse orientat și ajung pînă la 20 cm lungime. Aici se întîlnesc și exemplare de *Oligoptyxis* și *Cerithium sturi* Stol.

Deasupra acestui nivel, pe o grosime de 10 m urmează un cvasirecif constituit din itruvii, care ajung la cele mai mari dimensiuni (6—7 cm diametru), globuloase, cu unghi apical foarte deschis.

În nivelul următor asociația conține aproape în exclusivitate acteonele de talie mare și rare itruvii. Grosimea acestui pachet este de aproximativ 10 m.

Deasupra acestuia se dispun nisipuri nefosilifere cu galeți rulați de cuarțite. Urmează cîteva bancuri de 30—40 m de calcarenite cu rare exemplare de *Orbitolina mamillata*.

Acestea suportă la rîndul lor un pachet alcătuit din gresii grosiere, micacee, din care am recoltat ammoniții menționați.

Un al doilea profil, situat la E de primul, este cel de pe Valea Roatei. Aici, pe o grosime aproape identică succesiunii fosilifere de pe Valea Boului, apar nivele în care spre deosebire de primul profil nu se întîlnește o dispunere succesivă de nivele cu predominanță de nerinei, itruvii sau acteonele. Zăcămîntul fosilifer de aici conține o aglomerare de forme care aparțin acelorași specii ca pe Valea Boului. La partea superioară apar și aici nisipurile fosilifere și calcarenitele, în care s-au identificat forme de *Orbitolina mamillata* Lapp., *Arctostrea carinata* (Lam.) și numeroase exemplare de *Serpula*.

Nivelul grezos de ammoniți este foarte puțin reprezentat (fig. 1).

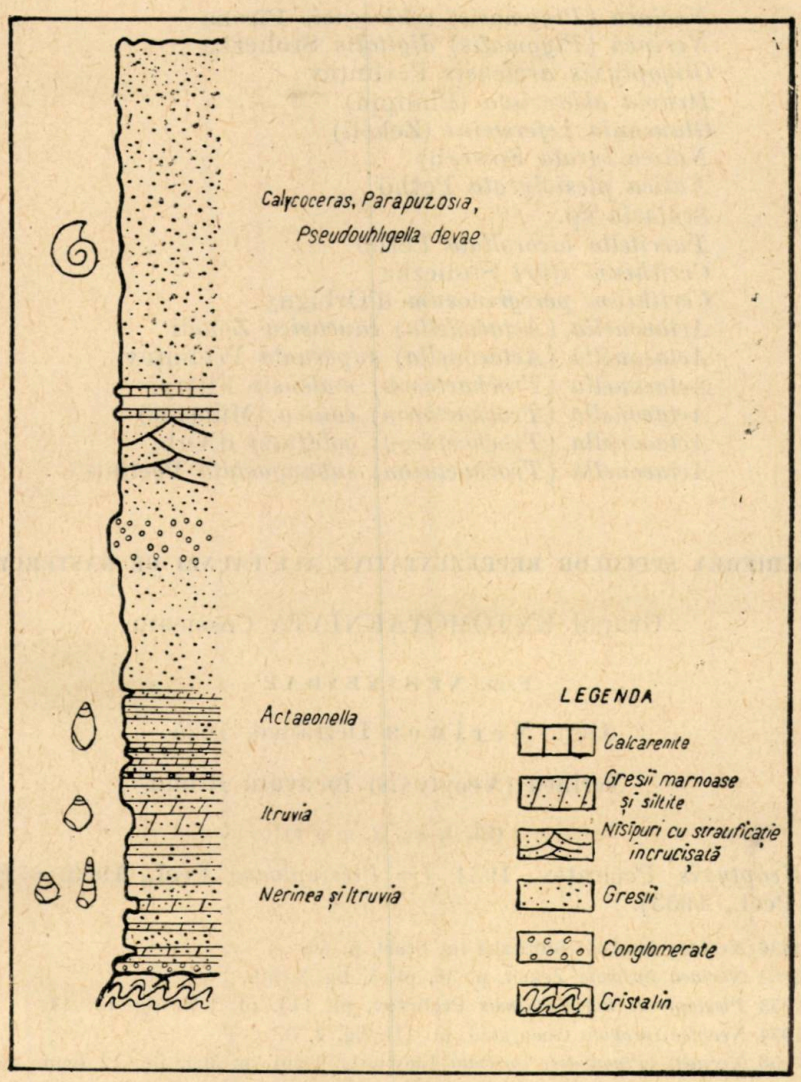


Fig. 1. — Profilul cenomanianului de pe Valea Boului.

LISTA FAUNEI DE GASTEROPODE DE LA CHERGHEȘ

Nerinea (*Neoptyxis*) *incavata* Bronn
Nerinea (*Nerinea*) *titan* Sharpe
Nerinea (*Nerinea*) *parva* n. sp.
Nerinea (*Nerinea*) sp.

Nerinea (*Ptygmatis*) *schiosensis* Pirona
Nerinea (*Ptygmatis*) *digitalis* Stoliczka
Oligoptyxis aralensis Pcelinţev
Itruvia abbreviata (Philippi)
Glauconia kefersteini (Zekeli)
Natica lyrata Sowerby
Natica plesiolyrata Pethö
Scalaria sp.
Turritella bicorollata Pethö
Cerithium sturi Stoliczka
Cerithium peregrinosum d'Orbigny
Actaeonella (*Actaeonella*) *caucasica* Zekeli
Actaeonella (*Actaeonella*) *supernata* Pcelinţev
Actaeonella (*Trochactaeon*) *matensis* Fittip.
Actaeonella (*Trochactaeon*) *conica* (Münster)
Actaeonella (*Trochactaeon*) *goldfussi* d'Orb.
Actaeonella (*Trochactaeon*) *subangustata* Pcelinţev

DESCRIEREA SPECIILOR REPREZENTATIVE ALE FAUNEI DE GASTEROPODE

Grupul ENTOMOTAENIATA Cossmann

Fam. **NERINEIDAE**

Gen. **Nerinea** Defrance, 1825

Nerinea (Neoptyxis) incavata Bronn

(Pl. I, fig. 2, *a* şi *b*)

Neoptyxis Pcelinţev, 1934 (= *Plesioplocus* Pcel., 1953 = *Plesioptyxis* Pcel., 1953).

1836 *Nerinea incavata* Stoliczka (in Stur), p. 50.
1852 *Nerinea incavata* Zekeli, p. 36, pl. 5, fig. 3, a-b.
1953 *Plesioplocus karabakhensis* Pcelinţev, pl. 113, pl. XII, fig. 12–14.
1954 *Nerinea incavata* Gheorghiu, pl. III, fig. 2, 3.
1958 *Nerinea* (*Ptygmatis*) *incavata* Lieselotte Tiedt, p. 506, fig. 12 (cum sinonimia).

Caracterele interne corespund genului *Neoptyxis* creat de Pcelinţev în 1934, care — dat fiind că se păstrează denumirea generică de *Nerinea* — a fost adoptat de autor ca subgen.

În cadrul speciei, uneori la acelaşi exemplar, apar mici falduri parietale secundare şi de asemenea unele concavităţi bazale. Aceste modificări nu sînt de natură să justifice diferenţieri specifice. Se poate deci afirma identitatea dintre formele *N. incavata* Bronn şi *N. cincta* Münster.

F. Stoliczka (1863, citat după (33)), referindu-se la fauna stratelor de Cherghes, remarcă această identitate.

Mai recent (1958) Lieselotte Tiedt (34) face aceeaşi constatare.

Holotipul descris de Bronn (1836) a fost pierdut, iar locul exact de proveniență al acestuia nu a fost cunoscut niciodată. Chiar Bronn afirmă aceasta : „zwei Exemplare aus Wien ohne Fundortsangabe, Wand oder Siebenbürgen" (Lieselotte Tiedt)[1].

În 1844 Goldfuss descrie şi figurează *Nerinea incavata*, căreia îi indică drept loc de proveniență Transilvania, şi de asemenea *Nerinea cincta*, pe care nu o prezintă în secţiune, dar căreia îi dă ca loc de proveniență localitatea Gosau.

F. Zekeli (37) le descrie şi figurează ca specii diferite, dar le plasează ca zăcământ numai în Transilvania.

D. Stur (33), ca şi C. Gheorghiu (13) citează *Nerinea incavata* în stratele de Cherghеş, pe care le consideră în facies de Gosau.

D. Stur arată că aici faciesul respectiv începe cu cenomanianul.

F. Stoliczka (31) colectează *N. incavata* din depozitele cenomaniene din India.

V. F. Pcelinţev (20) descrie din depozitele cenomaniene din Transcaucazia forma *Plesioplocus karabakhensis*, care, prezentînd aceleaşi caractere interne şi externe, poate fi considerată sinonimă cu *N. incavata* Bronn.

Lieselotte Tiedt, revizuind fauna de nerinei de la Gosau, specifică absenţa speciei *incavata* în acest facies.

Totuşi prin faptul că *Nerinea cincta*, formă echivalentă, a fost citată la Gosau nu este exclus ca repartiţia pe verticală a speciei *Nerinea* (*Neoptyxis*) *incavata* Bronn să fie mai amplă, adică incluzînd cenomanianul, turonianul şi senonianul.

Zăcământ : Valea Boului, Valea Roatei—Cherghеş, bazinul Mureşului.

Nerinea (Ptygmatis) schiosensis Pirona, 1884

(Pl. I, fig. 4)

Ptygmatis Sharpe, 1850 (= *Polyptyxis* Pcelinţev, 1925 = *Triptyxis* Pcel., 1925).

1892 *Nerinea schiosensis* Futerer, p. 109, pl. 11, fig. 1—4.
1953 *Polyptyxis schiosensis* Pcelinţev, p. 162, pl. XXI, fig. 5.

Zăcământ : Valea Boului, Valea Roatei — Cherghеş, bazinul Mureşului.

Nerinea (Ptygmatis) digitalis Stoliczka, 1863

(Pl. I, fig. 5)

1893 *Nerinea digitalis* Stoliczka (in Stur), p. 50, fig. 3.

Zăcământ : Valea Roatei — Cherghеş, bazinul Mureşului.

[1] „...Două exemplare la Viena, fără loc de proveniență, Wand sau Transilvania...".

Nerinea (Nerinea) titan Sharpe, 1850

1863 *Nerinea titan* Stoliczka (in Stur), p. 40.
1954 *Nerinea titan* Gheorghiu, p. 112.

D. Stur, care citează acest gasteropod de la Cherghеş, face menţiunea că Sharpe plasează acest gen nou în depozite de vîrstă mai veche decît a depozitelor de la Gosau.

Zăcămînt : Valea Roatei — Cherghеş, bazinul Mureşului.

Nerinea (Nerinea) parva n. sp.

(Pl. I, fig. 10, *a* şi *b*)

Nerinea de dimensiuni mici, alungit-conică, cerithiformă. Ture de spiră înguste, cu vagi urme de tuberculi. În secţiune longitudinală apar cele trei falduri caracteristice. Faldul columelar ascuţit, cel parietal puternic conturat şi faldul labial formînd o slabă concavitate.

Dimensiuni : lungimea 6,5 cm (lipseşte apexul), unghiul apical 18°, unghiul sutural 115°.

Holotipul : colecţia Institutului geologic, nr. 4 012.

Localitate tip : Cherghеş — Valea Roatei.

Forme de petite taille, alongé-conique, cerithiforme.

Spire etroite, tubercules à peine observables.

Section montrant les trois plis caractéristiques : Pli columellaire angulair, pli pariétal très bien conturé, le pli labial en faible concavité.

Dimensions : Longueur 6,5 cm (l'apex manque), l'angle apical 18°, l'angle sutural 115°.

Holotype : C.I.G. n°. 4 012.

Localité type : Cherghеş—Valea Roatei.

Poziţia stratigrafică : orizontul superior al gresiei marnoase cu gasteropode (la nivelul bancului cu acteonele). Se asociază cu forme de *Nerinea* (*Nerinea*) sp. şi cu forme nedeterminabile de *Ostrea*.

Raporturi şi diferenţe : se deosebeşte de *Nerinea* (*Nerinea*) *bronni* (Münster) Dietrich, formă de talie mică din stratele de Gosau, prin lipsa concavităţii tururilor, prin lumene mai înguste, falduri columelare mai profunde, prin lipsa faldului labial secundar, ca şi printr-un unghi apical mai ascuţit.

În raport cu forma asociată *Nerinea* (*Nerinea*) sp. forma nouă are atît unghiul apical, cît şi cel sutural de valori mai mici, lumene mai scurte şi mai rotunde, avînd drept trăsături comune dimensiunile mici şi aspectul cerithiform.

Nerinea (Nerinea) sp.

(Pl. I, fig. 6, *a* şi *b*)

Nerinea de talie mică (4,3 cm lungime), un unghi apical mai deschis şi lumene mai prelungi decît *Nerinea* (*Nerinea*) *parva* n. sp. Se disting tuberculi mici situaţi sub liniile de sutură.

Gen. **Oligoptyxis** Pcelinţev, 1953

Oligoptyxis aralensis Pcelinţev

(Pl. I, fig. 3)

1953 *Oligoptyxis aralensis* Pcelinţev, p. 151, pl. XXIV, fig. 12, 13.

Fam. **ITIERIIDAE**

Gen. **Itruvia** Stol., 1867

Itruvia abbreviata (Philippi)

(Pl. II, fig. 11–16; pl. III, fig. 17–22)

1851 *Tornatella abbreviata* Philippi, p. 23, pl. 2, fig. 1, 2, 1, b.
1852 *Actaeonella rotundata* Zekeli, p. 43, pl. VII, fig. 9.
1863 *Actaeonella abbreviata* Stoliczka (in Stur), p. 48, fig. 1.
1929 *Transilvanella abbreviata*, *Tr. lamarcki* Atanasiu, p. 483, fig. 75.
1931 *Itruvia abbreviata* Stefanov, p. 24, pl. VI, fig. 4, 4a.
1953 *Itruvia cycloides*, *I. subcycloides* Pcelinţev, p. 180, pl. XXIX, fig. 5–7; p. 182, pl. XXXI, fig. 1–11.
1954 *Transilvanella abbreviata*, *T. lamarcki* Gheorghiu, pl. III, fig. 10; pl. II, fig. 4.
1957 *Itruvia abbreviata* Pejović, p. 75, pl. V, fig. 1–3; pl. IV, fig. 5–6; pl. X, fig. 2.

Holotipul a fost descris de R. Philippi în 1857 din împrejurimile localităţii Gosau sub denumirea de *Tornatella abbreviata*. De atunci, numele generic, precum şi cel specific au variat în timp, unii dintre autori fiind tentaţi să creeze specii noi datorită aspectului foarte variabil al cochiliei, iar alţii au prezentat cu aceeaşi denumire specifică exemplare diferite de forma tip, fără să specifice diferenţierile. Cel care a făcut observaţia că indivizi diferiţi ca formă aparţin în fond aceleiaşi specii a fost F. Stoliczka în 1863.

Într-adevăr, variabilitatea de forme care survine la unele familii ale grupului *Entomotaeniata* — cînd ne referim la o populaţie numeroasă localizată la acelaşi nivel — se pare că este determinată de criterii biologice individuale, datorită cărora ele evoluează diferit sub acţiunea mediului.

Totala dependenţă faţă de condiţiile externe s-ar fi tradus prin aceleaşi efecte asupra restului biocenozei.

J. Favre şi A. Richard (8), în studiul jurasicului superior de la Pierre Châtel (Jura meridional), constată uimitoarea variabilitate

a formei *Phaneroptyxis staszicii*.Un mare număr de exemplare colectate de aceşti autori le-a permis observarea trecerilor de la formele comprimate şi rotunjite la formele dezvoltate în sensul axului vertical. Posibilitatea acestor observaţii există şi în cazul speciei *Itruvia abbreviata*, prin urmărirea modificării progresive a valorii unghiului apical, care are repercusiuni asupra dimensiunilor şi formei ultimului tur de spiră şi deci asupra conturului general al cochiliei. În secţiune longitudinală, toţi aceşti indivizi nu prezintă variaţii, în afară de apariţia sporadică a unui fald parietal. Această consecvenţă pledează pentru apartenenţa la aceeaşi specie. Am identificat astfel un număr de 10 morfe notate de la *A* la *J* (pl. II, fig. 11—16; pl. III, fig. 17—20), dintre care morfa *D* corespunde holotipului. Nici unul dintre indivizii maturi nu prezintă ornamentaţie, care apare însă la formele tinere (pl. III, fig. 22).

Zăcămînt : Valea Boului, Valea Roatei — Cherghеş, bazinul Mureşului.

Fam. **TURRITELLIDAE**

Gen. **Glauconia** Giebel, 1852

Glauconia kefersteini (Zekeli)

(Pl. III, fig. 29, *a* şi *b*)

1852 *Omphalia kefersteini* Zekeli, p. 25, pl. II, fig. 3.
1931 *Glauconia* (*Omphalia*) *kefersteini* Stefanov, p. 25.

F. Zekeli descrie şi figurează această formă din stratele de Gosau, iar A. Stefanov din depozite turoniene şi senoniene. Foarte asemănătoare acesteia este *Pseudomessalia bicarinata*, descrisă de Pcelinţev din depozitele turoniene inferioare ale Transcaucaziei şi Asiei Centrale. Diferenţa constă într-o mai mică valoare a unghiului apical al celei din urmă.

Zăcămînt : Valea Boului — Cherghеş, bazinul Mureşului.

Fam. **CERITHIDAE**

Gen. **Cerithium** Adanson, 1757

Cerithium sturi Stoliczka

(Pl. III, fig. 24)

1863 *Cerithium sturi* Stol. (in Stur), p. 50, fig. 4.
1951 *Cerithium sturi* Stefanov, p. 27; pl. VI, fig. 2.
1957 *Cerithium sturi* Pejović, p. 73, pl. VI, fig. 1—4.

F. Stoliczka citează specia chiar din stratele de la Cherghеş, iar A. Stefanov şi D. Pejović din depozite de vîrstă turoniană. Ornamentaţia este vizibilă doar pe unele exemplare.

În secțiune longitudinală, lumenele apar rotunjite în partea dinspre columelă.

Zăcămînt : Valea Boului, Valea Roatei — Cherghеș, bazinul Mureșului.

Fam. **ORTHOSTOMIDAE**

Gen. **Actaeonella** d'Orbigny, 1842

În 1863, Meek face o distincție în cadrul genului, propunînd denumirea generică de *Actaeonella* pentru formele involute, ale căror falduri columelare în număr de trei sînt vizibile chiar de la primele ture, și cea de *Trochactaeon* pentru formele desfășurate, cu cele trei falduri columelare evidente doar pe ultimele ture.

G. Pokorny (27) păstrează ca gen pe acela creat de d'Orbigny, transformînd în subgenuri genurile propuse de Meek.

Acest mod de a sistematiza acteonelele pare a fi cel mai indicat.

Actaeonella (Actaeonella) caucasica Zekeli

(Pl. III, fig. 23, *a* și *b*)

1852 *Actaeonella caucasica* Zekeli, p. 44, pl. VII, fig. 10.
1953 *Actaeonella caucasica* Pcelințev, p. 282, pl. XLIII, fig. 5—9 ; pl. XLIV, fig. 10—14.

F. Zekeli arată în descrierea acestei specii că prezintă mari afinități cu *Actaeonella laevis* din stratele de Gosau.

V. F. Pcelințev citează *A. caucasica* în cenomanianul din Transcaucazia. Rarele exemplare care se întîlnesc în baza seriei de la Cherghеș sînt de dimensiuni mici (2,8/1,2 cm).

Zăcămînt : Valea Boului — Cherghеș, bazinul Mureșului.

Actaeonella (Actaeonella) supernata Pcelințev

(Pl. III, fig. 25, *a* și *b*)

1953 *Actaeonella supernata* Pcelințev, p. 285, pl. XLIV, fig. 1—7.

Noua specie a lui V. F. Pcelințev se cantonează în turonianul inferior din Transcaucazia și Asia Centrală. Formă involută, de dimensiuni 5,8/3 cm, pare un exemplar hipertrofiat de *Actaeonella caucasica*, specie din care probabil derivă și de care se deosebește, în afară de masivitatea testului, printr-o creștere a dimensiunii transversale, deci printr-un

raport mai mic între cele două axe. Apare în pachetul superior al profilului Văii Boului, care conține aproape în exclusivitate acteonele de talie mare.

Actaeonella (Trochactaeon) matensis Fittip.

(Pl. IV, fig. 32, *a* și *b*)

1953 *Trochactaeon matensis* Pcelințev, p. 302, pl. I, fig. 8—11.

Această specie este ilustrată prin indivizi numeroși. Dimensiunile medii ale acestora sînt de 7/3,7 cm. Unghiul apical 75°. Ultimul tur, foarte înalt, cuprinde 3/4 din înălțimea cochiliei. V. F. Pcelințev indică această formă din depozite turoniene inferioare din Transcaucazia, iar Fittipaldi din turonianul din Italia.

Zăcămînt: Valea Boului, Valea Roatei — Cherghеș, bazinul Mureșului.

Actaeonella (Trochactaeon) conica (Münster)

(Pl. IV, fig. 31, *a* și *b*)

1957 *Actaeonella conica* Pejović, p. 76, pl. V, fig. 1, 2.
1959 *Actaeonella* (*Trochactaeon*) *conica* Pokorny, p. 965, pl. I, fig. 4 (cum sinonimia).

Autorul acestei forme rămîne Münster, care i-a dat denumirea specifică, și nu Zekeli care a denumit-o generic.

Frecventă în stratele de Gosau, apare și în turonianul superior din R. S. F. Iugoslavia.

Zăcămînt: Valea Boului, Valea Roatei — Cherghеș, bazinul Mureșului.

Actaeonella (Trochactaeon) goldfussi d'Orb.

(Pl. IV, fig. 33)

1959 *Actaeonella* (*Trochactaeon*) *Goldfussi* Pokorny, p. 966, pl. I, fig. 1 (cum sinonimia).

Dimensiuni: 8,8/5 cm, unghiul apical 80°. G. Pokorny, prin revizuirea acteonelelor din stratele de Gosau, consideră această specie ca fiind sinonimă cu unele specii descrise de F. Zekeli: *A. lamarcki*, *A. obtuza*, *A. elliptica*.

Zăcămînt: Valea Boului, Valea Roatei — Cherghеș, bazinul Mureșului.

a
b
2
3
4
5
7
a
6
a
b
b
8
9
10

PLANŞA II

Fig. 11. — *Itruvia abbreviata* (Philippi) morfa *A* (mărime naturală), Chergheş — Valea Boului, Valea Roatei.

Fig. 12. — *Itruvia abbreviata* (Philippi) morfa *B* (mărime naturală).

Fig. 13. — *Itruvia abbreviata* (Philippi) morfa *C* (mărime naturală).

Fig. 14. — *Itruvia abbreviata* (Philippi) morfa *D* (mărime naturală).

Fig. 15. — *Itruvia abbreviata* (Philippi) morfa *E* (mărime naturală).

Fig. 16. — *Itruvia abbreviata* (Philippi) morfa *F* (mărime naturală).

11

12

13

14

15

16

PLANŞA III

Fig. 17. — *Itruvia abbreviata* (Philippi) morfa *G* (mărime naturală).

Fig. 18. — *Itruvia abbreviata* (Philippi) morfa *H* (mărime naturală).

Fig. 19. — *Itruvia abbreviata* (Philippi) morfa *I* (mărime naturală).

Fig. 20. — *Itruvia abbreviata* (Philippi), morfa *J* (mărime naturală).

Fig. 21. — *Itruvia abbreviata* (Philippi), formă tînără, ornamentată (mărime naturală).

Fig. 22. — *Itruvia abbreviata* (Philippi), formă tînără (mărime naturală).

Fig. 23, *a* şi *b*. — *Actaeonella* (*Actaeonella*) *caucasica* Zekeli (mărime naturală), Chergheş — Valea Boului.

Fig. 24. — *Cerithium sturi* Stoliczka (mărime naturală), Chergheş — Valea Boului, Valea Roatei.

Fig. 25, *a* şi *b*. — *Actaeonella* (*Actaeonella*) *supernata* Pcelinţev (mărime naturală), Chergheş — Valea Boului.

Fig. 26, *a* şi *b*. — *Actaeonella* (*Trochactaeon*) *subangustata* Pcelinţev (mărime naturală), Chergheş — Valea Boului.

Fig. 27. — *Cerithium peregrinosum* d'Orbigny (2,5 ×), Chergheş — Valea Boului.

Fig. 28, *a* şi *b*. — *Turritella bicorollata* Pethö (mărime naturală), Chergheş — Valea Boului.

Fig. 29, *a* şi *b*. — *Glauconia kefersteini* (Zekeli) (mărime naturală), Chergheş — Valea Boului.

Fig. 30. — *Scalaria* sp. (mărime naturală), Chergheş — Valea Boului.

17
18
19
20
21
22
a
b
23
24
a
b
25
a
26
b
27
a
b
28
a
b
29
30

PLANȘA IV

Fig. 31, *a* și *b*. — *Actaeonella* (*Trochactaeon*) *conica* (Münster) (mărime naturală), Cherghеș — Valea Boului, Valea Roatei.

Fig. 32, *a* și *b*. — *Actaeonella* (*Trochactaeon*) *matensis* Fittip. (mărime naturală), Cherghеș — Valea Boului, Valea Roatei.

Fig. 33. — *Actaeonella* (*Trochactaeon*) *goldfussi* d'Orb. (mărime naturală), Cherghеș — Valea Boului, Valea Roatei.

a b

31

a

33

b

32

Actaeonella (Trochactaeon) subangustata Pcelinţev

(Pl. III, fig. 26, *a* şi *b*)

1953 *Trochactaeon subangustatus* Pcelinţev, p. 301, pl. I, fig. 6, 7.

V. F. Pcelinţev a recoltat această specie din cenomanianul Asiei Centrale.

Zăcămînt : Valea Boului — Cherghеş, bazinul Mureşului.

CONSIDERAŢII ECOLOGICE

Fără să aibă valoare stratigrafică absolută, anumite grupe de gasteropode corespund unor secvenţe stratigrafice mari. Prezenţa lor permite reconstituiri de ordin paleogeografic şi paleobiologic, sensibilitatea lor extremă la variaţiile de mediu indicînd schimbările de facies.

Zăcămîntul fosilifer de pe Valea Boului constituie în cea mai mare parte un zăcămînt primar, exceptînd nivelul din bază, în care au fost aglomerate forme ale căror condiţii de viaţă sînt diferite : nerinei, rudişti, naticide, itruvii, acteonele, ostrei. Este cunoscut faptul că acteonelele reprezintă forme de apă îndulcită, adaptate mediului bogat în suspensii de la gura marilor fluvii, în timp ce nerineile, forme carnivore, trăiesc în medii marine cu salinitate normală.

Conţinutul paleontologic exclusiv în nerinei şi itruvii în nivelele medii şi în acteonele în cel superior, ca şi dispunerea lor ordonată spaţial conduc la ideea că reprezintă o biocenoză.

Se pare că, în asociaţia faunistică de la Cherghеş, itruviile reprezintă forme oarecum eurihaline, întrucît, într-un procent, de altfel mic, populează atît bancurile cu nerinei, cît şi cele cu acteonele.

Pe Valea Roatei, asocierea şi dispunerea formelor arată în mod net o tanatocenoză.

În acest fel se poate presupune că sectorul primului profil ilustrează o zonă mai apropiată de ţărm, probabil un estuar, în care salinitatea apei variază.

Mai la est (Valea Roatei) amestecul de faună demonstrează existenţa unor zone mai depărtate de ţărm şi probabil mai adînci, în care se depuneau organismele moarte aduse de curenţi sau căzute pe pantă.

Grosimea testului denotă, pe de o parte, un aport însemnat în $CaCO_3$, iar pe de altă parte o zonă agitată, supusă acţiunii valurilor.

CONCLUZII

— Fauna de gasteropode de la Cherghеş are o vîrstă vracono-cenomanian inferioară, prin poziţia stratigrafică, în raport cu orizontul superior cu ammoniţi cenomanieni, şi nu turonian-senoniană cum s-a crezut pînă în prezent.

— Forma *Nerinea* (*Neoptyxis*) *incavata* Bronn, considerată pînă acum ca fosilă reprezentativă pentru faciesul de Gosau, indică aici vraconocenomanianul.

— Repartiția pe verticală a nivelelor cu *Nerinea*, *Itruvia* și *Actaeonella* confirmă o variație facială în acest interval.

— Prin studiul exemplarelor de *Itruvia* s-a constatat variabilitatea aspectului exterior, în timp ce organizația internă rămîne constantă, ajungîndu-se la concluzia că o singură specie deține un număr anumit de morfe, fiind vorba de o asociație numeroasă și sincronă.

— În lucrarea de față s-a încercat și o sistematizare a nerineilor prin plasarea în sinonimie a unor subgenuri și prin trecerea unor genuri la rangul de subgen.

— În privința acteonelelor s-a adoptat cea mai nouă sistematică, preconizată de G. P o k o r n y, care se referă atît la forma exterioară, cît și la caractere interne.

PLANȘA I

Fig. 2, *a* și *b*. — *Nerinea* (*Neoptyxis*) *incavata* Bronn (mărime naturală), Cherghеș—Valea Boului, Valea Roatei.

Fig. 3. — *Oligoptyxis aralensis* Pcelințev (mărime naturală), Valea Boului, Valea Roatei — Cherghеș.

Fig. 4. — *Nerinea* (*Ptygmatis*) *schiosensis* Pirona (mărime naturală), Cherghеș — Valea Boului, Valea Roatei.

Fig. 5. — *Nerinea* (*Ptygmatis*) *digitalis* Stoliczka (mărime naturală), Cherghеș — Valea Roatei.

Fig. 6, *a* și *b*. — *Nerinea* (*Nerinea*) sp. (mărime naturală), Cherghеș — Valea Roatei.

Fig. 7. — *Nerinea* (*Nerinea*) *titan* Sharpe (mărime naturală), Cherghеș — Valea Roatei.

Fig. 8. — *Natica plesiolyrata* Pethö (2,5 ×), Cherghеș — Valea Boului.

Fig. 9. — *Natica lyrata* Sow. (mărime naturală), Cherghеș — Valea Boului.

Fig. 10, *a* și *b*. — *Nerinea* (*Nerinea*) *parva* n. sp., Cherghеș — Valea Roatei.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Etudes géologiques dans les environs de Tulgheș*, An. Inst. geol. Rom., 1929, **13.**
2. Bayle, *Fossiles principaux des Terrains (Explic. Carte Géol. de France)*, Paris, 1878, **IV.**
3. Choffat P., *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal*, Lisabona, 1886.
4. Dacqué E., *Mittheilungen über den Kreidecomplex von Abu Roosh bei Cairo*, Paleontographica, 1883—1903, **30**, partea a II-a.
5. Delpey G., *Gastéropodes marins*, Mém. Soc. Géol. de France, 1941, *43*.
6. — *Gastéropodes mésosoïque de l'Ouest de Madagascar*, Ann. Géol. de Service des Mines, 1948, *XV*.
7. Dietrich W. O., *Fossilium Catalogus*, Berlin, 1925, **31.**
8. Favre J. et Richard A., *Etude du Jurassique supérieur de Pierre Châtel*, Mém. Soc. Pal. Suisse, 1926—1927, **XLVI.**
9. Felix J., *Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen u. Mediterran gebieten*, Paleontographica, 1907—1908, **54.**
10. Futterer K., *Ueber einige Versteinerungen aus der Kreideformation der karnischen Voralpen*, Geol. Pal. Abh., N.F., 1896, **2.**
11. — *Die oberen Kreidebildungen der Umgebung des Lago di Santa Croce in den venetianer Alpen*, Pal. Abhand., N. F., 1892—1896, **6.**
12. Geinitz H. B., *Das Elbthalgebirge in Sachsen*, Paleontographica, 1876, **XX**, părțile I și II.
13. Gheorghiu C., *Studiul geologic al văii Mureșului*, An. Com. geol., 1954, **XXVII.**
14. Givulescu R., *Contribuțiuni la cunoașterea faunei Cretacicului superior de la Borod-Cornițel*, St. și cerc. șt. Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1951, **5**, *2*.
15. Goldfuss, *Petrefacta Germaniae*, Düsseldorf, 1834—1840.
16. Macovei G. et Atanasiu I., *L'évolution géologique de la Roumanie*, An. Inst. geol., 1931, **16.**
17. Mamulea A., *Cercetări geologice în regiunea Sînpetru-Pui (Hațeg)*, An. Com. geol., 1953, **25.**
18. Marković O., *Développement des sediments du Crétacé aux environs de Ljig (Serbie centrale)*, Inst. des recherches géologiques et géophisiques, Seria A, 1961, **XVIII.**
19. Pasić M., *Biostratigraphische verhältnisse und Tektonik der Oberkreide*, Belgrad, 1957.
20. Пчелинцев В. Ф., *Фауна брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья и Средней Азии*, Изд. Акад. наук СССР, Москва-Ленинград, 1953.
21. Пчелинцев В. Ф. и Коробков И. А., *Основы палеонтологии*, Москва, 1960,
22. Pejović D., *Geologie v. Tektonik der weiteren Umgebung von Poćuta mit besonderer Berücksichtigung der Biostratigraphie der oberkarpazischen Bildungen*, Belgrad, 1957.
23. Pethö J., *Die Kreide (Hypersenon) Fauna des Peterwardeiner Gebirges*, Palaeontographica, 1906, **52.**
24. Philippi R., *Tornatella abbreviata, Otodus mitis*, Paleontographica, 1851, **I.**
25. Pictet et Roux, *Fossiles des grès verts des environs de Genève*, Geneva, 1847.
26. Piveteau J., *Traité de Paléontologie*, Paris, 1952, **II.**
27. Pokorny G., *Die Actaeonellen der Gosauformation*, Sitzungsb., 1959, **168**, *10*.
28. Quaas Arth., *Beitrag zur Kenntniss der Fauna der obersten Kreidebildungen in der lybyschen Wüste*, Palaeontographica, 1883—1903, **30**, partea a II-a.
29. Stephanoff A., *Le Crétacé supérieur dans les versants occidentaux de la Montagne Golo-Bardo en Bulgarie*, Revue de la Soc. Géol. Bulgare, 1931, **III**, *2*.
30. Stoliczka F., *Ueber eine Kreideformation angehörige Süsswasserbildung in den nordöstlichen Alpen*, Viena, 1860.
31. — *The Gasteropoda of the Cretaceons Rocks of Soutern India*, Mem. Geol. Surv. of India, Calcutta, 1867.

32. Stoliczka F., *Cretaceousfauna of Southern India*, Palaeontologie Indica, 1871, **III.**
33. Stur D., *Bericht über die geologische Uebersichtsaufnahme des südwestl. Siebenbürgen*, Jahrbuch der K. K. Geol. Reichsanstalt, 1863, **XIII.**
34. Tiedt L., *Die Nerineen der österreichischen Gosauschichten*, Sitz. Abt., 1958, **167**, *9*.
35. Wanner J., *Die Fauna der obersten weissen Kreide der libyschen Wüste*, Palaeontographica, 1883—1903, **30**, partea a III-a.
36. Wenz W., *Handbuch der Paläozoologie. Gastropoda*, Berlin, 1961, **6**, partea 1.
37. Zekeli F., *Die Gasteropoden der Gosaugebilde*, Viena, 1852.

Institutul geologic al Comitetului geologic.

Primită în redacție la 19 ianuarie 1965.

CHIMISMUL ȘISTURILOR NEGRE DE PE VALEA COVASNA. COMPLEXUL SFEROSIDERITIC *

DE

ACADEMICIAN M. SAVUL,

ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU, DIDINA OLARU, MARIA DONOS, I. DONOS și CORNELIA BOTEZ

55 (05)

În cuprinsul complexului sferosideritic se separă două tipuri litologice principale : gresii și șisturi. În ceea ce privește chimismul, se remarcă faptul că gresiile au un conținut mai mare de SiO_2 și MnO decît șisturile și un conținut de Al_2O_3 și Fe_2O_3 mai redus decît al acestora. Raporturile dintre componenții chimici arată o dependență a conținuturilor de SiO_2 și Al_2O_3, ceea ce indică o origine comună a acestora, anume continentală. Raporturile dintre componenții chimici, precum și unele caractere litologice ale rocilor (absența microorganismelor, prezența piritei), indică un mediu de sedimentare euxinic, situat în apropierea unei arii continentale cu climat temperat și în condiții de frămîntare tectonică.

De problema șisturilor negre s-au ocupat încă de mult timp și se ocupă și astăzi numeroși geologi, mai ales din punct de vedere stratigrafic, tectonic și în oarecare măsură litologic, ea rămînînd și în prezent una din principalele probleme ale Carpaților Orientali.

Cercetările noastre caută să aducă o contribuție în ceea ce privește chimismul șisturilor negre, avînd în vedere mai ales condițiile deosebit de interesante în care s-au format aceste depozite.

Pentru studiul sistematic al șisturilor negre s-a ales ca profil stratigrafic acela din apropierea localității Covasna, deoarece în această parte stratigrafia lor a fost cel mai bine precizată de către lucrările recente, avînd la bază și material paleontologic.

Între cele mai vechi cercetări asupra șisturilor negre amintim pe acelea ale lui Fr. Herbich (citat după (3)), care au fost făcute între anii 1870 și 1880 în regiunea Covasna, cu care ocazie s-au descoperit

* Lucrare prezentată la Conferința republicană de chimie ținută la Iași între 28 și 31 mai 1964.

primele fosile în acest complex. Au urmat apoi numeroase alte cercetări, care în mod direct sau indirect au atins problema şisturilor negre (3), (4), (6), (1), (14) ş.a.

Studiile cele mai recente şi mai ample au fost executate de către M. G. Filipescu şi colaboratori (5), (6), (7), (8), (9), (10), (11), (12) reuşind ca pe baza fosilelor găsite la Covasna să facă o orizontare a acestei părţi a flişului. Aceşti cercetători au arătat pentru prima dată existenţa a trei complexe distincte în seria şisturilor negre, stabilind pentru fiecare în parte vîrsta şi dînd o descriere litologică amănunţită a tuturor tipurilor de roci din profil.

În ultimii ani, o serie de autori, printre care M. G. Filipescu, I. Băncilă şi V. Papiu, Gr. Popescu, G. Murgeanu şi D. Patrulius, au adus noi contribuţii la lămurirea stratigrafiei şi tectonicii flişului Carpaţilor Orientali, referindu-se în unele cazuri în mod special la seria şisturilor negre.

STRATIGRAFIA ŞI VÎRSTA ŞISTURILOR NEGRE

Studiul geochimic al şisturilor negre s-a efectuat pe baza stratigrafiei elaborate de către M. G. Filipescu şi colaboratori (5), (7), (9), (10), care au stabilit existenţa pe valea Covasnei a patru complexe.

1. *Complexul sferosideritic* este denumit astfel din cauza prezenţei unor frecvente intercalaţii de sferosiderite şi pelosiderite. Acest complex a fost împărţit în trei orizonturi atît pe criteriile litologic şi paleontologic, cît şi în funcţie de alte formaţiuni echivalente din R.P. Polonă şi R.S. Cehoslovacă. Astfel, în partea inferioară a complexului sferosideritic se deosebeşte orizontul inferior, gros de circa 100 m, corespunzător stratelor superioare de Teschen din R.P. Polonă şi R.S. Cehoslovacă, alcătuit în mod preponderent din şisturi argiloase cenuşii şi negre, mai mult sau mai puţin fine. În aceste şisturi se întîlnesc bancuri de gresii dure, lidiene etc.

În partea bazală a profilului s-a întîlnit intercalat un orizont tipic sferosideritic.

Orizontul median al complexului sferosideritic, echivalent cu stratele de Hrădişte, gros de circa 50 m, este caracterizat prin prezenţa gresiilor curbicorticale şi a intercalaţiilor de pelosiderite şi sferosiderite, cu predominarea şisturilor argiloase mai ales de culoare neagră. Pelosideritele apar în partea bazală a etajului, în bancuri ce nu depăşesc 50 cm grosime, de culoare albicioasă cu o crustă de alteraţie roz, foarte fine, extrem de dure şi cu spărtură aproape concoidală.

Orizontul superior al complexului sferosideritic, echivalent cu stratele de Verovice (Wernsdorf), ce apare pe o grosime de circa 40 m, este constituit în mod predominant din şisturi argilo-silicioase de culoare închisă pînă la neagră. Ele conţin intercalaţii groase, pînă la 10 cm de spongolite.

2. *Complexul şistos* care urmează deasupra complexului sferosideritic, este împărţit într-o parte inferioară şi alta superioară.

Partea inferioară a complexului este constituită din șisturi negre-cenușii, mai ales cu caracter argilo-silicios, cu intercalații subțiri de șisturi argilo-silicioase-manganifere și unele slab bituminizate. În mod cu totul subordonat apar intercalații de gresii.

Partea superioară a complexului șistos este constituită predominant din șisturi argilo-silicioase de culoare neagră, cenușii-negricioase, cenușii, cenușii-deschis, ultimele cu rozete de cristale de gips sau eflorescențe galbene de sulf. În unele șisturi se recunosc urme de frunze.

Gresiile sînt variate ca aspect și constituție litologică. Majoritatea lor sînt micacee, cu spărtură concoidală. Culoarea este cenușie de diverse nuanțe. Structura variază de la grăunțos-grosieră pînă la foarte fină. În ele se recunosc rare granule de glauconit.

În profil se întîlnesc două nivele de lidiene de maximum 50 cm grosime, de culoare neagră, cu spărtură concoidală.

Între pachetele de șisturi apar intercalații foarte subțiri, pînă la maximum 5 cm grosime, constituite din tufite. Culoarea acestora este verzuie, verde-cenușie, cenușie sau neagră.

3. *Complexul gresiei glauconitice silicifiate* este format în general din roci micacee, cu granulația de la foarte fină pînă la grosieră și aproape microconglomeratice. Unele dintre acestea au fost mai puternic silicefiate, căpătînd prin aceasta o spărtură concoidală tipică. Fisurile sînt umplute cu calcit secundar.

Sub formă de intercalații apar șisturi argiloase asemănătoare celor din celelalte complexe, apoi un nivel de gaize, gros de circa 1 m. Contactul dintre complexul șistos și cel al gresiei glauconitice este marcat de o gresie eterogenă și o brecie cu neohiboliți.

Peste complexul grezos urmează stratele de Zagon, care nu au intrat în profilul cercetat.

VÎRSTA ȘISTURILOR NEGRE

Problema vîrstei șisturilor negre a constituit subiectul unor lungi discuții duse atît de către cercetătorii români menționați mai sus, cît și de către cercetători polonezi, cum au fost H. S. Swidzinski, T. Vișniowski, M. Stirnalovna, Sujkowski, J. Nowak etc., precum și de către cercetători ca Al. Matejka, J. Zelenka ș.a. (3).

În urma unor studii de detaliu efectuate în ultimii ani de către M. G. Filipescu și colaboratori (5), (6), (7), (8), (9), (10), (11), (12), s-a ajuns la stabilirea unei orizontări precise a seriei șisturilor negre din sectorul cuprins între valea Buzăului și valea Covasna, precum și la stabilirea vîrstei pentru fiecare complex în parte.

Dăm alăturat în mod schematic succesiunea cronologică a complexelor aparținînd șisturilor negre, în paralelizare cu diverse alte zone cu șisturi negre din Carpații septentrionali (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1 *

Paralelizarea şisturilor negre

Vîrsta	Stabilirea orizontului şisturilor negre în Carpaţii Orientali M. G. Filipescu (1949—1956)	Paralelizare între diverse zone ale Carpaţilor Orientali şi Carpaţilor septentrionali			
		Carpaţii de NE H. Swidzinski (1947)	bazinul Nistrului (Spas-Stari Sambor) Kokoszynska (1949)	Carpaţii vestici R.S. Cehoslovacă Matejka şi Roth (1949—1952)	pînza silezianâ şi subsilezianâ Ksiazkiewicz (1937—1956)
Turonian	complexul stratelor de Zagon	seria de Godula		strate de Godula { sup. / med. / inf. strate vărgate de Godula	seria de Godula
Cenomanian					
Albian II	complexul gresiei glauconitice silicifiate	strate de Mikuszowice strate de Lotha (Ellgozh)	complexul superior al seriei de Spas	strate de Lotha	strate de Mikuszowice
Albian I	complexul şistos				
Aptian: gargasian					
Aptian: bedoulian			complexul inferior al seriei de Spas	strate de Verovice (Wernsdorf) strate de Hrădişte	strate de Lotha strate de Verovice gresia de Hrădişte
Barremian	etajul superior al complexului sferosideritic	strate de Verovice (Wernsdorf)			
Hauterivian	etajul mediu al complexului sferosideritic	gresia de Hrădişte			
Valanginian	etajul inferior al complexului sferosideritic	strate superioare de Teschen		strate superioare de Teschen	strate superioare de Teschen
Berriasian		calcare de Teschen		calcare de Teschen	calcare de Teschen
Berriasian Titonic (?)		şisturile inferioare de Teschen		strate inferioare de Teschen	strate inferioare de Teschen

* După M. G. Filipescu (1961).

După cum se constată, seria șisturilor negre inclusiv stratele de Zagon reprezintă o serie comprehensivă între valanginian și turonian inferior inclusiv.

Din punct de vedere tectonic, seria șisturilor negre, privind zona din împrejurimile văii Covasna, aparține, după M. G. Filipescu (12), zonei flișului extern, situîndu-se la limita dintre acesta și flișul intern. Zona Covasna, după M. G. Filipescu, se plasează la intersecția liniei tectonice majore care separă flișul intern de cel extern, cu un sistem de fracturi perpendiculare pe prima. Aceasta face ca regiunea să prezinte numeroase manifestări postvulcanice, care-și fac loc spre suprafață în lungul liniilor importante de fractură. Apar astfel numeroase izvoare cu ape mineralizate, emanații de CO_2 liber, mineralizații de realgar și auripigment.

În profilul șisturilor negre de pe valea Covasna se poate urmări din punct de vedere tectonic un mare sinclinoriu al cărui ax este alcătuit din complexul gresiei glauconitice silicifiate, iar flancurile, din celelalte două complexe ale seriei, fără participarea stratelor de Zagon, care apar abia la Podul Șiclău. Ondulațiile secundare din cuprinsul sinclinoriului sînt rezultate printr-un mic anticlinal cu strate de Hrădiște în ax și cu strate de Wernsdorf pe flancuri, din care cauză acestea din urmă formează un sinclinal situat în amonte de anticlinalul stratelor de Hrădiște. Cu excepția acestor două mici accidente tectonice, începînd din axul sinclinoriului și pînă în marginea estică a satului Voinești, se poate urmări succesiunea continuă a seriei șisturilor negre.

În ceea ce privește evoluția paleogeografică a regiunii, după M. G. Filipescu și colaboratori, seria șisturilor negre s-a sedimentat într-un sector al geosinclinalului flișului al cărui fundament era alcătuit din formațiuni extracarpatice separate prin puternice linii de fractură. Din acest motiv în seria șisturilor negre se întîlnesc elemente exotice (granodiorite cu feldspat roșu, șisturi verzi etc.), care nu sînt citate în flișul intern, în schimb lipsesc materialele carpatice caracteristice flișului intern.

Bazinul extern al geosinclinalului flișului constituie o fosă relativ adîncă și un fundament lipsit de ondulații, în care sedimentarea s-a realizat neîntrerupt, fără ca mișcările tectonice din cretacicul mediu și superior să fi avut vreo influență asupra continuității de sedimentare. De aceea seria șisturilor negre apare ca o serie comprehensivă continuă între valanginian și turonianul inferior inclusiv, fără a exista vreo lacună de sedimentare. Această lacună apare abia după senonianul inferior, deoarece paleogenul se așază transgresiv peste diferiți termeni ai cretacicului.

Pe fracturile care separau formațiunile extracarpatice de cele carpatice din fundamentul bazinului au avut loc erupții subvulcanice cu caracter neutru sau bazic, care alimentau apele din acea regiune a geosinclinalului cu cantități apreciabile de cenușă vulcanică. Această cenușă, pe de o parte, a dat naștere nivelelor subțiri de tufite intercalate mai ales în complexul șistos, iar pe de altă parte prin descompunere sub acțiunea apelor și a organismelor silicioase a format material (SiO_2) pentru diage-

neza silicioasă a sedimentelor. Oxizii de fier şi de mangan eliberaţi pe aceeaşi cale şi precipitaţi probabil pe cale bacteriană au contribuit la impregnarea cu oxizi de mangan şi la formarea sferosideritelor.

În legătură cu coloraţia neagră dominantă a rocilor care alcătuiesc seria şisturilor negre, părerile sînt împărţite. Mult timp s-a crezut că această coloraţie ar fi dată de prezenţa substanţelor bituminoase, şisturile negre fiind chiar considerate roci-mamă de petrol. I. Băncilă (2) pune culoarea neagră pe seama asociaţiei substanţei bituminoase cu hidrotroilită. M. G. Filipescu (6) este de părere că factorul esenţial în imprimarea coloraţiei închise este oxidul de mangan, care a precipitat din cauza unor repetate faze de erupţie, fiind provenit din descompunerea cenuşilor vulcanice.

CHIMISMUL ROCILOR DIN COMPLEXUL SFEROSIDERITIC

Cercetarea geochimică a rocilor din complexul sferosideritic se bazează pe analizele chimice efectuate asupra unui număr de 35 de probe colectate pe profilul geologic (fig. 1).

Rezultatele analizelor chimice pentru elementele majore sînt consemnate în tabelul nr. 2.

Din numeroasele cercetări anterioare făcute asupra şisturilor negre, rezultă că rocile cu caracter pelitic constituie treceri de la roci cu caracter de şisturi argiloase pînă la roci foarte silicioase. Aceste fapte sînt confirmate atît prin caracterele litologice, cît şi prin cercetarea microscopică. În aceste tipuri de roci apar concreţiuni silicioase sau sideritice. Rocile cu caracter psamitic constituie variaţii de la gresii calcaroase pînă la gresii foarte silicioase şi silicifiate.

Principalele componente chimice ale acestor roci sînt deci SiO_2 şi Al_2O_3, a căror distribuţie o dăm în cele ce urmează.

Distribuţia SiO_2

Din histograma reprezentată în figura 2 se recunoaşte că rocile cu caracter de şist au conţinuturi foarte variate de SiO_2, limitele fiind cuprinse între 49,38 şi 76,90%. Gresiile au în general conţinuturi mai ridicate de SiO_2, limitele fiind de 41,83 — 85,34%. Maximul de frecvenţă pentru şisturi este situat între valorile 58 şi 64% SiO_2, iar pentru gresii este mai puţin evident conturat. Media aritmetică a conţinutului de SiO_2 pentru şisturi este $M_{20} = 60{,}19\%$ SiO_2, iar pentru gresii $M_{13} = 67{,}29\%$ SiO_2. Aceste valori pot indica în mod provizoriu că în rocile şistoase nu

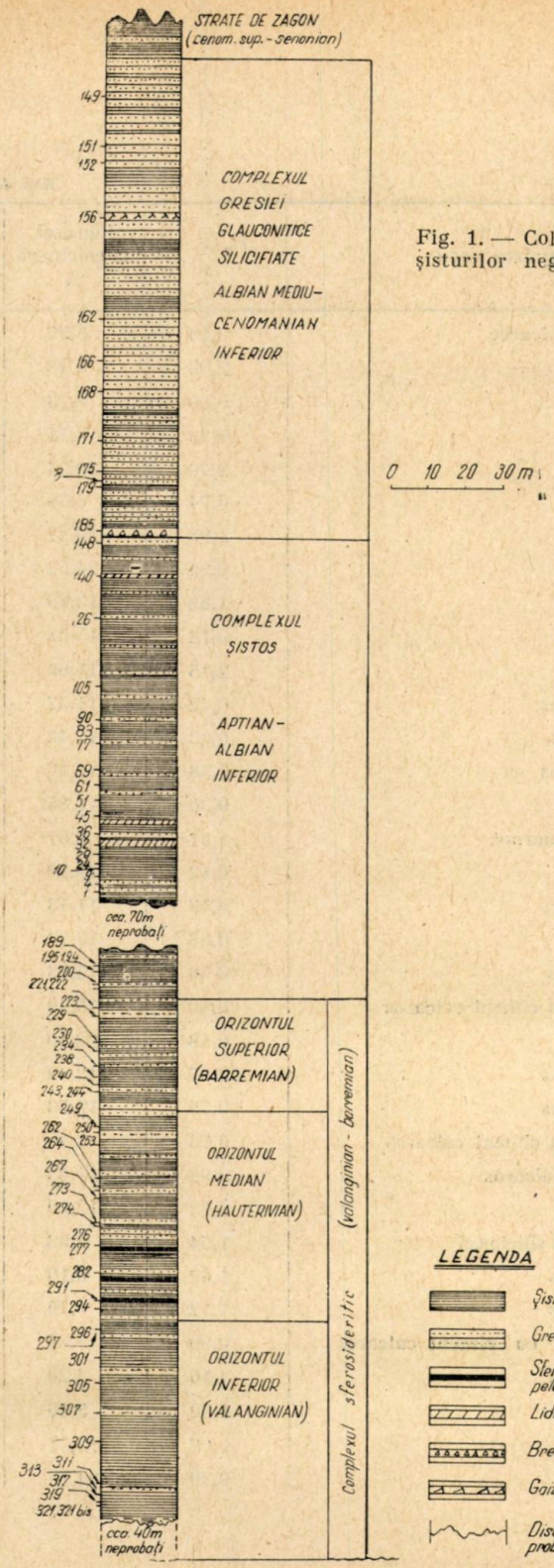


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a seriei șisturilor negre de pe valea Covasna.

Tabelul

Date de analiză chimică

Nr. probei	Denumirea rocii	H_2O^- %	Pierderi la calcinare %	CO_2 %
221	gresie silicioasă micacee	0,19	5,75	3,57
222	şist argilos	2,00	8,28	1,48
223	gresie silicioasă	0,80	8,13	3,64
229	gresie silicioasă	0,33	6,71	3,98
230	şist argilos	2,76	10,34	—
234	gresie silicioasă	0,74	4,79	—
238	şist argilos	1,98	10,37	—
240	gresie calcaroasă	0,25	24,52	24,36
243	şist argilos	1,69	13,88	3,06
244	gresie calcaroasă	0,18	15,58	12,43
249	şist argilos	2,15	15,66	2,08
250	şist argilos marnos	0,42	11,07	7,56
253	şist argilos silicios	0,93	11,46	7,00
262	şist argilos marnos	0,38	15,17	11,93
264	gresie calcaroasă	0,36	11,85	7,12
267	şist argilos slab marnos	1,61	8,67	3,26
273	gresie calcaroasă	0,12	19,00	17,32
274	şist argilos marnos	0,58	11,13	6,72
276	gresie calcaroasă	0,88	13,33	5,91
277	şist argilos silicios	0,56	15,73	—
282	gresie silicioasă cu ciment calcaros	0,10	15,49	11,39
291	pelosiderit	0,58	22,30	13,82
294	şist argilos marnos	2,07	13,02	4,90
296	şist argilos marnos	0,75	12,53	9,16
297	gresie silicioasă cu ciment calcaros	0,73	8,19	5,62
301	şist argilos slab calcaros	0,98	11,43	6,36
305	şist argilos	2,93	12,00	—
307	gresie glauconitică silicioasă	1,54	6,98	4,83
309	şist argilos silicios	1,62	6,10	—
311	şist argilos silicios	1,12	6,79	—
313	gresie calcaroasă cu ciment calcaros	0,99	8,86	3,31
317	şist argilos silicios	1,16	4,29	—
319	şist argilos silicios	1,32	5,36	—
321	şist argilos	1,07	12,31	7,87
321 bis	sferosiderit	0,30	34,58	32,88

nr. 2

şisturilor negre

SiO_2 %	Fe_2O_3 %	Al_2O_3 %	CaO %	MgO %	MnO %
72,02	3,95	10,67	3,95	1,46	0,151
57,21	7,43	21,13	1,49	0,86	0,494
75,80	2,16	8,40	3,53	2,00	0,214
81,25	1,27	6,60	3,06	1,17	0,144
58,74	5,06	19,49	—	—	0,185
85,34	2,15	5,90	—	—	0,019
62,47	3,83	18,73	—	—	0,028
41,83	0,86	0,66	32,08	0,47	0,284
58,54	4,54	16,94	4,90	0,98	0,068
62,16	1,27	4,10	14,09	2,17	0,125
56,93	3,65	18,17	3,23	1,74	0,065
56,28	6,57	12,49	7,25	2,24	0,304
51,18	6,78	17,15	9,92	3,31	0,169
49,38	5,90	12,48	14,05	2,69	0,269
53,94	7,94	12,09	10,66	2,41	0,220
58,88	4,11	21,29	3,15	0,41	0,720
44,60	3,58	7,39	22,10	1,75	0,142
62,27	4,22	8,13	10,20	1,47	0,097
62,82	3,18	8,80	9,73	1,65	0,084
63,12	6,76	13,67	—	—	0,125
62,80	1,05	1,03	17,74	0,51	0,232
29,09	19,58	10,03	14,34	2,29	0,860
58,19	5,79	16,02	4,16	1,62	0,055
50,19	8,46	13,50	10,37	2,81	0,259
76,00	2,96	6,58	5,84	0,92	0,080
69,54	3,39	7,32	6,45	1,04	0,086
62,37	4,97	19,63	—	—	0,015
79,43	3,41	2,62	6,04	0,95	0,074
63,45	5,98	19,35	—	—	0,039
61,96	6,80	17,22	—	—	0,126
76,21	2,97	5,68	4,69	1,12	0,090
76,90	4,04	11,17	—	—	0,078
71,47	5,32	13,20	—	—	0,048
54,77	6,16	12,80	9,33	1,76	0,374
14,68	1,94	2,54	41,35	2,06	1.087

se găsesc cantităţi superioare de SiO_2 faţă de rocile grezoase şi deci conţinutul ridicat de SiO_2 din şisturi ar putea să aibă o origine comună cu cel din gresii, şi anume continentală.

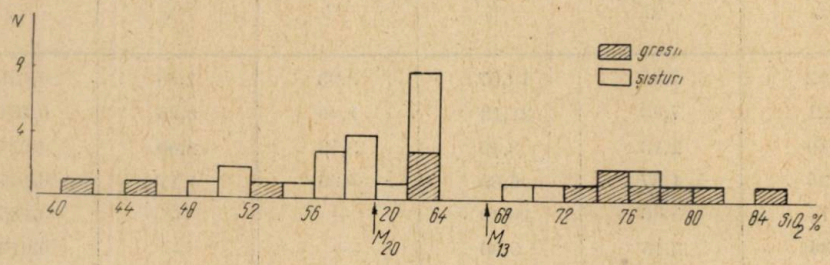


Fig. 2. — Distribuţia SiO_2.

Distribuţia Al_2O_3

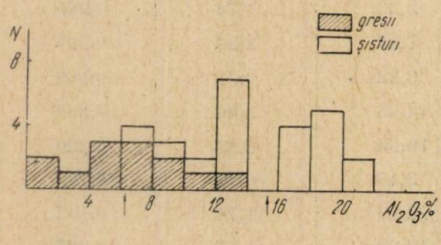


Fig. 3. — Distribuţia Al_2O_3.

Diagrama din figura 3 exprimă distribuţia Al_2O_3 în rocile şistoase şi gresii. Din examenul diagramei se constată că cele mai mici conţinuturi de Al_2O_3 le au gresiile, iar cele mai ridicate rocile şistoase. Limitele pentru gresii sînt 0,66—12,09%, media $M_{13} = 6{,}23\%$ Al_2O_3, iar pentru roci şistoase 7,32—21,29% Al_2O_3, media fiind $M_{20} = 15{,}49\%$ Al_2O_3.

Distribuţia raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$

Simpla determinare cantitativă a SiO_2 şi Al_2O_3 nu permite o comparare a acestora în mai multe roci, deoarece în fiecare dintre ele pot interveni cantităţi variabile din alte componente, de exemplu CaO, care să aibă ca efect o reducere a proporţiei în componenţi SiO_2 şi Al_2O_3. Pentru o mai riguroasă posibilitate de comparaţie între mai multe roci este indicat raportul $SiO_2 : Al_2O_3$ al fiecărei roci în parte. Comparaţia acestor raporturi este independentă de prezenţa sau absenţa în proporţii variate al unui al treilea sau mai multor componenţi.

Ca şi în alte lucrări anterioare, preferăm ca în locul raportului proporţiilor în greutate de SiO_2 şi Al_2O_3 să întrebuinţăm raportul molecular $SiO_2 : Al_2O_3$, deoarece acesta ne poate da sugestii în legătură cu natura argiloasă a mineralului component, precum şi asupra proporţiilor relative de minerale argiloase şi silice liberă sau alţi silicaţi. Astfel pentru caolin raportul este 2 : 1, pentru hidromica circa 4 : 1, montmorillonit aproximativ 5 : 1, iar pentru silicaţi ca feldspat alcalin 6 : 1. Raporturi mai mari vor evidenţia deci conţinuturi mai ridicate de silice liberă.

Dăm în figura 4 histograma pentru distribuția raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$.

Din examenul diagramei se constată că apare un singur caz în care limita inferioară a raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ este mai mică decît 4, ceea ce ar fi o indicație că mineralele argiloase din șisturi ar fi de natura hidromicei sau montmorillonitului. Forma nesimetrică a histogramei, marginea stîngă cu limită netă față de cea din dreapta prelungită ar pleda în același sens, adică depozitele reprezintă mai curînd amestecuri de silice liberă, eventual și alți silicați, cu minerale argiloase cu raportul $> 4-5$, iar nu cu minerale de felul allophanului, caolinului etc., la care raportul este < 4.

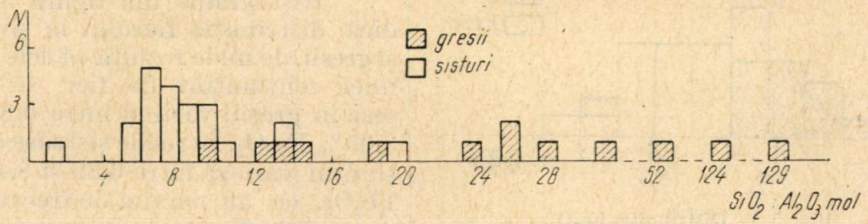


Fig. 4. — Distribuția raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$.

Variațiile raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ pentru rocile șistoase sînt de 5,51—19,33, pe cînd pentru gresii cresc nelimitat începînd de la valoarea 9,82.

Maximul de frecvență pentru rocile șistoase este cuprins între 5 și 10. Curba de frecvență arată o distribuție nesimetrică lognormală.

Această diagramă permite și o clasificare chimică a șisturilor. Acelea cu raportul mai mic pot fi considerate ca șisturi argiloase, celelalte cu raporturi mai ridicate ca șisturi silicioase. Intervenția unor conținuturi principale de $CaCO_3$ poate da variația de șisturi marnoase.

Valorile ridicate pentru raportul $SiO_2 : Al_2O_3$ indică, după A. V. Ronov și A. A. Migdistov (15), faptul că pe continent alterația n-a fost înaintată. În condițiile de climă umedă și caldă și pe arii de liniște tectonică, alterația alumosilicaților poate fi foarte înaintată, pînă la îmbogățiri din ce în ce mai mari de aluminiu, în timp ce în condițiile de climă temperată și arii de mișcări tectonice alterația nu ajunge la îmbogățiri de aluminiu și uneori, spre mare, sînt transportate minerale primare chiar aproape nealterate chimic. Pe de altă parte, S. M. Katcenkov (13) a arătat că în depozitele marine cea mai mare extensiune nu o are ca mineral argilos caolinul, ci hidromica.

Sprijinindu-ne pe aceste considerente, depunerea șisturilor argiloase pînă la silicioase din cadrul șisturilor negre, complexul sferosideritic, s-a făcut într-un climat mai mult cu caracter temperat într-o fază de mișcări tectonice ale scoarței. Chiar gresiile pot fi considerate ca făcînd parte din aceeași categorie.

Materia argiloasă şi cea silicioasă constituie conţinutul de bază al şisturilor negre. Condiţii de depunere care au variat în timp şi spaţiu au putut adăuga la acest conţinut de bază şi alte componente, cum sînt $CaCO_3$, fierul sub formă de carbonat sau sulfură, materii organice etc.

Distribuţia Fe_2O_3

În analizele chimice fierul total a fost exprimat sub formă de Fe_2O_3 indiferent dacă acesta apare sub formă de Fe^{2+} sau Fe^{3+}, de exemplu sub formă de carbonat, sulfură, silicat sau hidroxizi.

Fig. 5. — Distribuţia Fe_2O_3.

Histograma din figura 5 indică distribuţia fierului în şisturi şi gresii, de unde rezultă că cele mai mici conţinuturi de fier se găsesc în gresii, variind între 0,86 şi 3,95% Fe_2O_3. În rocile şistoase conţinutul variază între 3,39 şi 8,46% Fe_2O_3, cu un maxim de frecvenţă de 4—7% Fe_2O_3.

O mai clară reprezentare a variaţiei conţinutului de fier în diversele roci ale complexului apare luînd în considerare raportul $Fe_2O_3/SiO_2 : Al_2O_3$ mol. Acest raport este reprezentat grafic în figura 6.

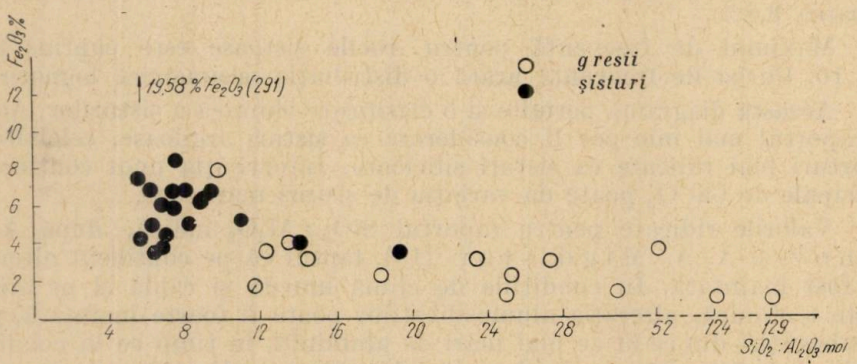


Fig. 6. — Distribuţia raportului $Fe_2O_3/SiO_2 : Al_2O_3$ mol.

Diagrama arată valori mari de Fe_2O_3 pentru şisturi al căror raport $SiO_2 : Al_2O_3$ mol este cuprins între 6 şi 9, ceea ce indică o dependenţă a conţinutului de fier faţă de conţinutul mărit de mineral argilos. O dată cu creşterea conţinutului relativ de silice liberă, conţinutul procentual de fier scade pînă la valorile minime care apar în rocile grezoase.

Această diagramă arată că fierul din sediment în majoritatea cazurilor este legat de particulele argiloase aduse de pe continent. Forma mine-

rală sub care apare în rocă, de hidroxid, carbonat sau sulfură, este de origine secundară, produsă sub influenţa mediului de depunere, oxidant, reducător sau chiar cu conţinut de H_2S. Condiţiile mediului au variat în ceea ce priveşte rH şi pH, oxidant sau reducător, dar şi sub influenţa biochimică, ce a putut produce chiar un mediu euxinic cu conţinut de H_2S.

Deci diagrama pune în evidenţă natura terigenă a conţinutului de Fe_2O_3, dar totodată arată că forma de prezentare ca hidroxid, carbonat sau sulfură este singenetică, produsă chiar în sedimentul marin.

În ceea ce priveşte concreţiunile sideritice, ele trebuie privite deocamdată ca accidente. Conţinuturile maxime de fier apar în şisturile la care raportul $SiO_2 : Al_2O_3$ este 6—9, deci legat de rocile cu caracter încă de şisturi argiloase. În cazul pelosideritului (nr. 291), raportul $SiO_2 : Al_2O_3 = 5{,}91$ este minim, conţinutul procentual de fier fiind 19,58% Fe_2O_3. Pelosideritul nr. 291 apare sub forma unui banc gros de circa 30 cm.

Distribuţia raportului $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$

Principalele componente ale rocilor din complexul sferosideritic sînt : siliciul, aluminiul şi fierul, pe care le exprimăm sub formă de SiO_2, Al_2O_3 şi Fe_2O_3. Pentru a vedea care este raportul reciproc dintre aceste trei componente principale, s-a făcut recalcularea proporţională a valorilor date de analiză, în aşa fel ca suma lor să fie 100. Aceste valori recalculate sînt folosite pentru construirea diagramei triunghiulare (fig. 7), în vîrful triunghiului de proiecţie notîndu-se valorile 100% SiO_2, 100% Al_2O_3 şi 100% Fe_2O_3.

Proiectînd în acest triunghi (fig. 7) rocile după natura lor, determinată pe baza caracterelor petrografice, se constată că rocile considerate se distribuie după o zonă alungită în apropierea laturii $SiO_2 - Al_2O_3$. Gresiile se situează în apropierea vîrfului SiO_2,indicînd conţinuturi minime de Fe_2O_3 şi Al_2O_3; şisturile se situează într-o zonă mai depărtată de vîrful SiO_2, indicînd un conţinut mai scăzut de SiO_2 şi un conţinut ceva mai mare de Fe_2O_3 şi Al_2O_3 în raport cu gresiile. Se constată deci o sărăcire relativă în Fe_2O_3 şi Al_2O_3 o dată cu îmbogăţirea în SiO_2.

Se mai remarcă faptul că zona de distribuţie a rocilor se alungeşte după o dreaptă ce trece prin colţul SiO_2 şi coordonatele 73% Al_2O_3— 27% Fe_2O_3, ceea ce arată în mod statistic un raport aproape constant între componentele Fe_2O_3 şi Al_2O_3. Acest raport aproape constant poate indica o origine comună atît a argilei, cît şi a oxizilor de fier. Fierul a putut veni de pe continent ca pelicule de hidroxid feric pe particulele argiloase.

În aceeaşi diagramă s-a reprezentat pe latura din dreapta raportul molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ corespunzător diferitelor minerale argiloase. Se constată că majoritatea proiecţiilor analizelor se situează la valori mai mari ale raportului decît 5 : 1, ceea ce indică prezenţa silicei libere sau eventual a silicaţilor nealteraţi alături de mineralele argiloase.

Pelosideritul nr. 291 se situează izolat în triunghiul de proiecţie, dat fiind raportul diferit al celor 3 componente faţă de restul rocilor ce formează complexul sferosideritic. Se caracterizează printr-un conţinut minim de SiO_2 şi maxim de Fe_2O_3 şi Al_2O_3.

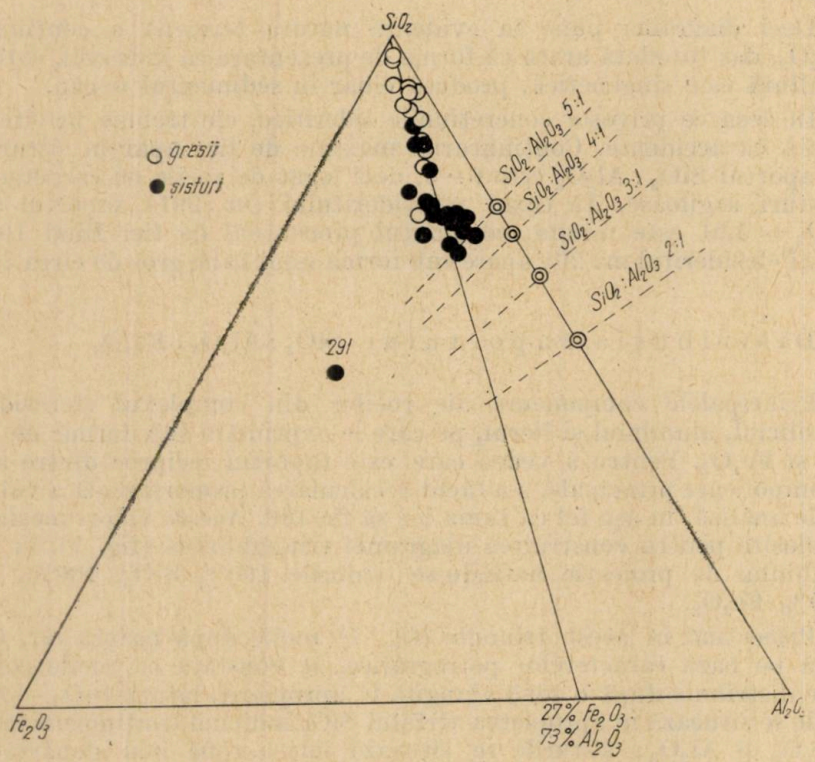


Fig. 7. — Diagrama triunghiulară SiO_2 — Al_2O_3 — Fe_2O_3.

Distribuţia MnO

Din histograma construită pe fiecare tip de rocă (fig. 8) se constată un conţinut mai însemnat de MnO în gresii. Maximul de frecvenţă pentru şisturi se situează între 0,025 şi 0,1% MnO, la gresii între 0,075 şi 0,15% MnO. Media conţinutului pentru şisturi $M_{20} = 0{,}22\%$ MnO, iar pentru gresii este $M_{13} = 0{,}143\%$ MnO. Dacă acest conţinut este legat de caracterul calcaros al rocilor sau nu, aceasta rezultă din diagrama CO_2 : MnO (fig. 9).

Din figura 9 rezultă o oarecare dependenţă a conţinutului de mangan de caracterul calcaros al rocilor, totuşi în multe cazuri conţinutul de MnO

este mult mai mic decît corespunde raportului stochiometric CO_2 : MnO. De asemenea se constată conținuturi de MnO care cresc pînă la valoarea 0,19% pentru șisturi complet lipsite de carbonați. Aceasta ne face să considerăm că manganul se află în aceste roci și sub formă de oxizi de mangan. În acord cu afirmația făcută de M. G. Filipescu (6), colorația neagră a șisturilor se poate datora, în parte, conținutului în oxizi de mangan.

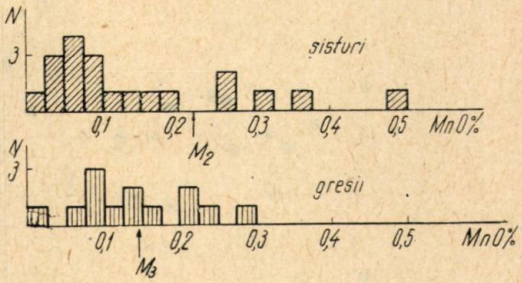


Fig. 8. — Distribuția MnO.

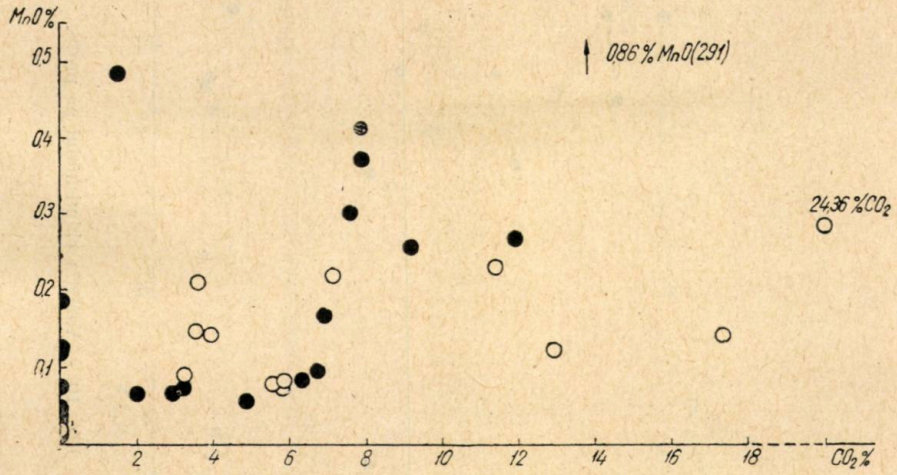


Fig. 9. — Raportul CO_2 : MnO.

VARIAȚIA CHIMISMULUI PE PROFIL

Pentru a aprecia variația pe profil a conținutului principalelor componente, s-a construit diagrama din figura 10. Pe ordonată s-au considerat probele situate în succesiunea lor pe profil cu indicarea orizontului (I, II, III) și tipului de rocă cărora le aparțin, ca și poziția în scara grosimii depozitului, iar pe abscisă conținuturile procentuale de SiO_2, Al_2O_3 și Fe_2O_3.

Din această diagramă nu rezultă un chimism specific fiecărui orizont al complexului sferosideritic. În întregul complex variația chimismului este legată de natura rocii. Astfel conținuturi mai mari de SiO_2 apar la gresiile silicioase atît din orizontul superior (III), cît și din orizontul inferior (I). Conținuturi minime prezintă gresiile calcaroase (nr. 240 din orizontul III, nr. 273 din orizontul median II), apoi pelo-

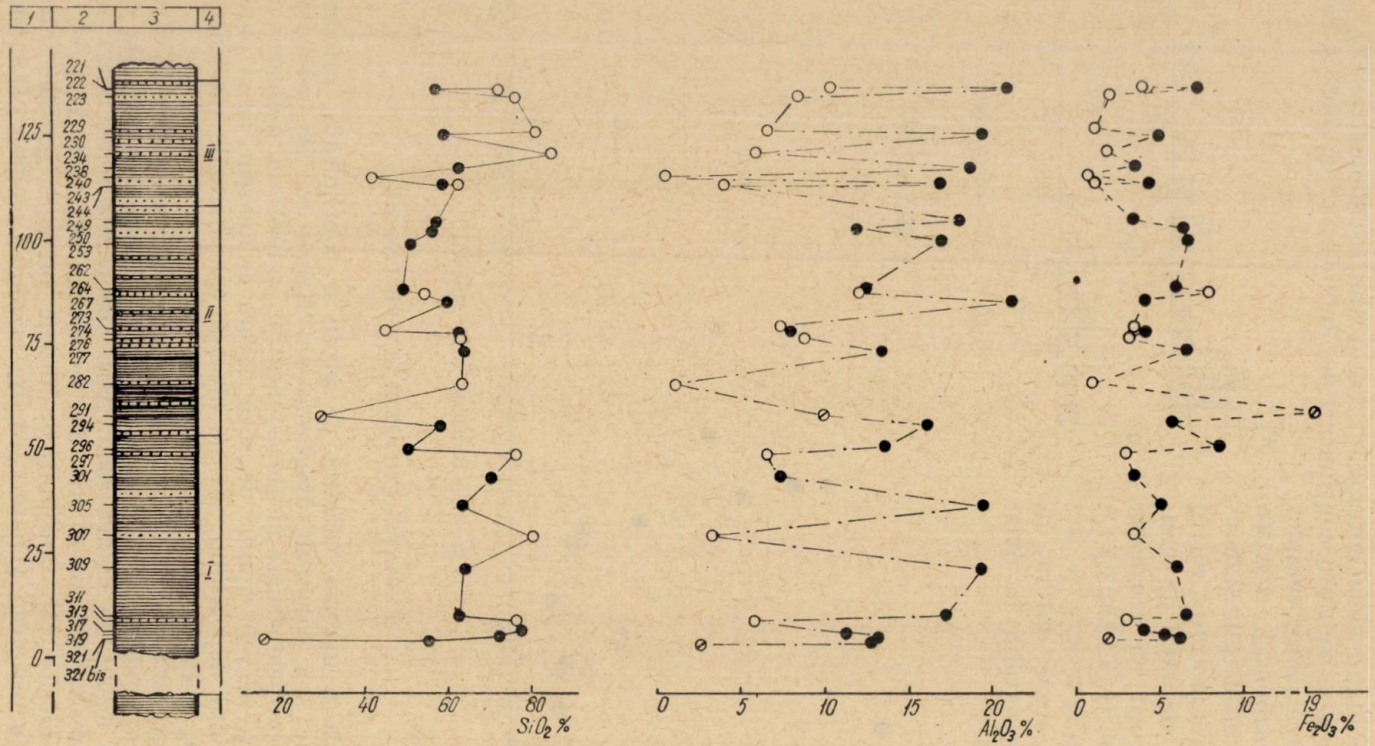


Fig. 10. — Variaţia chimismului pe profil.

sideritul (nr. 291 din orizontul II) și sferosideritul (nr. 321 bis din orizontul I). Curba de variație a conținutului de SiO_2 pe profil prezintă maxime și minime corespunzătoare tipului de rocă ce formează diferitele orizonturi ale complexului sferosideritic. În general, orizontul median (II) are un caracter mai puțin silicios decît orizontul inferior (I) și cel superior (III).

Pe tot profilul conținutul de Al_2O_3 prezintă oscilații puternice, cu valori minime la gresii și maxime la șisturi. Aceeași variație apare și pentru conținutul de Fe_2O_3. Curbele ce exprimă variația conținutului de Al_2O_3 și Fe_2O_3 pe profil au un mers aproape paralel, cu oscilații mai mici pentru Fe_2O_3, ceea ce arată originea comună a fierului și aluminiului și aceeași dependență de conținutul în minerale argiloase.

CONCLUZII

Studiul geochimic al rocilor aparținînd complexului sferosideritic din seria șisturilor negre de pe valea Covasna a dus la următoarele concluzii :

— În cadrul complexului se recunoaște o gamă destul de variată de tipuri litologice, de la șisturi argilo-marnoase sau silicioase pînă la gresii calcaroase sau silicioase. În linii mari se pot separa două tipuri principale : gresii și șisturi.

— Din punct de vedere chimic, gresiile au în general un conținut mai ridicat de SiO_2 decît șisturile. Originea silicei din aceste două tipuri de roci ar fi comună, fiind venită de pe continent.

— Gresiile au un conținut de Al_2O_3 mai mic decît șisturile.

— Raportul molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ are valori ridicate, ceea ce indică o alterație redusă pe aria continentală învecinată bazinului de sedimentare, un climat temperat și un regim de mișcări tectonice.

— Cele mai mici conținuturi de Fe_2O_3 se găsesc în gresii. Se constată o dependență a conținutului de Fe_2O_3 de cel al mineralului argilos din rocă, fapt explicat prin legarea fierului de particulele argiloase aduse de pe continent. Forma de prezentare a fierului ar fi de minerale secundare, produse în condiții de rH și pH variabile. Concrețiunile sideritice întîlnite în roci pot fi considerate ca accidente.

— Diagrama ternară a raportului $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ arată o grupare a rocilor într-o zonă bine delimitată, ceea ce confirmă originea comună a oxizilor de fier și a mineralului argilos. Valorile raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ sînt în general mai mari de 5 : 1, deci există și silice liberă.

— Gresiile au un conținut ceva mai ridicat de MnO, în funcție de caracterul calcaros al rocilor. Unele abateri de la această regulă ar confirma ipoteza după care colorația neagră a șisturilor s-ar datora oxizilor de mangan.

— Pe profilul geologic nu se constată o variație a chimismului funcție de cele trei orizonturi. Variația are loc numai după natura litologică a rocilor. Se remarcă un paralelism între variația conținutului de fier și cel de aluminiu.

— Lipsa sau frecvenţa foarte redusă a microorganismelor din roci, precum şi prezenţa unor granule de pirită diseminate în toată masa rocii, s-ar datora unui mediu în general euxinic.

— Din punct de vedere economic, complexul sferosideritic ar prezenta o oarecare importanţă în ceea ce priveşte fierul şi apele minerale, acestea din urmă legate de seria şisturilor negre în general.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu S., *Cercetări în regiunea internă a Carpaţilor din Moldova de nord*, An. Inst. geol. Rom., 1908, **I**.
2. Băncilă I., *Geologia Carpaţilor Orientali*, Cap. *Unitatea medio-internă, sectorul valea Sucevei-Dolia*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.
3. Cernea Gh., *Zona internă a flişului dintre valea Moldovei şi valea Bistriţei*, An. Com. geol., 1952, **XXIV**.
4. — *Les schistes noirs*, Dări de seamă Com. geol., 1958, **XXXI—XXXVI** (1942—1949), 123—130.
5. Filipescu M. G., Drăghindă I. şi Mutihac V., *Contribuţii la orizontarea şi stabilirea vîrstei şisturilor negre din zona mediană a flişului Carpaţilor Orientali*, Com. Acad. R.P.R., 1952, **I**, *9—10*.
6. Filipescu M. G., *Vederi noi asupra tectonicii flişului Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc. şi a Polit. din Buc., 1955, *6—7*, 241.
7. — *Contribuţii la orizontarea Cretacicului din flişul Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc. şi a Polit. din Buc., 1955, *8*, 293.
8. — *Cercetări geologice în zona internă şi mediană a flişului dintre v. Uzului şi v. Tărlungului*, Dări de seamă Com. geol., 1955, **XXXIX** (1951—1952).
9. — *Contribuţii la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din flişul extern dintre văile Teleajen şi Uzu*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Seria geol.-geogr., 1957, **II**, *1*, 57.
10. Filipescu M. G., Iliescu G., Iliescu V. şi Copcea M., *Geologia flişului intern din regiunea dintre v. Buzăului şi Riul Negru*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Seria geol.-geogr., 1957, **II**, *3—4*.
11. Filipescu M. G. şi Iliescu G., *Date noi privitoare la stratigrafia regiunii dintre v. Buzăului şi Riul Negru (Ciucaş — Teliu) şi importanţa acestor date pentru descifrarea structurii Carpaţilor Orientali*, St. şi cerc. geol., 1958, **III**, *1—2*, 111.
12. Filipescu M. G., *Parallèle entre les schistes noirs du Flysch des Carpates Orientales et des depôts crétacés des Carpates septentrionales*, Revue de géol. et de géogr., 1960, **IV**, *1*, 37.
13. Катченков С. М., *О распределении химических элементов в глинах и глинистых минералах*, Геохимический сборник, 1961, **7**, *174*, 98—108.
14. Macovei G. şi Atanasiu I., *Structura geologică a văii Bistriţei între Pîngăraţi şi Bistricioara (jud. Neamţ)*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1925, **VIII** (1919—1920).
15. Ронов А. В. и Мигдистов А. А., *Соотношение кларковых и рудных концентраций алюминия в осадочном цикле*, Международный геологический конгресс, XXI, сессия 1960.

Academia R.P.R.

Primită în redacţie la 13 octombrie 1964.

STUDIUL MINERALOGIC, GEOCHIMIC ŞI GENETIC AL ZĂCĂMÎNTULUI CUPRIFER DE LA DEVA *

DE

ACADEMICIAN N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI, D. SANDU
şi FLORICA OROVEANU

55 (05)

Mineralizaţia cupriferă de la Deva are formă de volbură („Stockwerk"), localizată într-un corp subvulcanic andezitic, paleogen. Minereul este constituit din calcopirită (predominantă la partea superioară), bornit (predominant în adîncime) şi subordonat : calcozină, digenit, covelină, pirită, molibdenit, aur, clausthalit, tetraedrit, magnetit, fier oligist, ilmenit, cuarţ şi calcit. Curbele de echiconţinut şi histogramele arată o distribuţie zonară a cuprului în plan orizontal, ca şi o îmbogăţire, urmată de scăderea lui în adîncime. Elementele minore : Ag, Be, Bi, Ga, Mn, Ni, Pb, Se, Sn, Te, Ti, V, Zn sînt distribuite diferenţiat în diversele minerale. Geneza zăcămîntului este hidrotermală-mezotermală.

Regiunea minieră este situată la marginea de NE a Masivului Poiana Ruscăi, în apropiere de oraşul Deva.

Relieful regiunii este uşor accidentat, iar cursurile de apă sînt reduse la cîteva pîraie, cu debite variabile, afluenţi ai rîului Mureş.

Dată fiind poziţia geografică a acestei regiuni, în apropierea patrulaterului aurifer, cercetările geologice datează de pe la finele secolului al XVIII-lea, avînd ca obiect mai mult petrografia regiunii şi cu totul subordonat mineralizaţia. Cercetări şi studii mai complete privind şi mineralizaţia cupriferă au început după 1948, fiind întregite cu prospecţiuni geochimice şi cu lucrări de explorare ; datele obţinute au condus la reluarea sistematică a exploatării şi valorificării minereului cuprifer.

Studiul de faţă are ca obiectiv principal precizarea formei şi amplasamentului mineralizaţiei, compoziţia mineralogică a minereului, variaţia mineralizaţiei, geochimia şi geneza zăcămîntului.

---

* Lucrare publicată şi în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **10**, *1* (în limba engleză).

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 10 nr. 1 p. 79—105 Bucureşti 1965

GEOLOGIE

La alcătuirea geologică a regiunii iau parte şisturi cristaline, roci sedimentare şi roci eruptive.

Şisturile cristaline constituie fundamentul regiunii şi reprezintă continuarea spre NE a seriei epimetamorfice, care formează partea de nord a Masivului Poiana Ruscăi. În cuprinsul regiunii miniere şisturile cristaline au o răspîndire redusă, fiind de obicei acoperite de celelalte roci prezente, şi sînt reprezentate prin şisturi sericito-cloritoase-cuarţoase, cu rare intercalaţii de calcare cristaline şi de şisturi grafitoase.

Rocile sedimentare au o dezvoltare importantă. Bine reprezentate sînt stratele de Deva, de vîrstă cretacic mediu şi superior pînă la eocen, constînd dintr-un complex marnos-grezos, peste care se aşază transgresiv, ca şi peste şisturile cristaline, formaţiuni sedimentare care aparţin tortonianului (pietrişuri slab cimentate, marne, gresii) şi sarmaţianului (marne, argile şi marne cu gipsuri) (5).

Rocile eruptive ocupă o suprafaţă apreciabilă şi constituie în parte roca-gazdă a mineralizaţiei cuprifere. În ceea ce priveşte forma acestor roci, unii cercetători (5), (3) admit existenţa mai multor neckuri vulcanice, care au străbătut fundamentul de şisturi cristaline şi sedimentele cretacicului superior. Argumentele ar fi date de lipsa lavelor şi a piroclastitelor, de prezenţa breciilor la contactul cu rocile înconjurătoare şi de ridicarea treptată a acestora, ajungînd foarte înclinate. La contactul cu eruptivul, marnele cretacice prezintă diferite stadii de cornificare. S-a emis şi părerea că rocile eruptive din regiune ar fi de natură subvulcanică, provenite dintr-un lacolit ridicat lent spre suprafaţă (3), (16). Forajele de explorare, executate deocamdată pe o suprafaţă restrînsă, ca şi galeria de transport la staţia de preparare, ar confirma existenţa unor corpuri subvulcanice, constituite din mai multe tipuri de andezite.

Dintre tipurile de andezite cercetate (16), ne-am restrîns observaţiile numai asupra corpului subvulcanic în care este localizată mineralizaţia, denumit andezitul de zăcămînt. Acest corp este constituit exclusiv din andezit cu hornblendă şi biotit. Se remarcă structuri porfirice, care, la orizontul —3, prezintă fenocristale, în special de plagioclazi, larg dezvoltaţi (1—2 cm). Proporţia de fenocristale ajunge şi depăşeşte chiar 60—70% din masa rocilor. Aceste observaţii confirmă părerea că este vorba de un corp subvulcanic. Mai în profunzime (sub orizontul — 3), unele tipuri de roci pot fi încadrate la porfire microdioritice[1]. Dintre fenocristale, hornblenda este în mare parte transformată în biotit, constituind pseudomorfoze tipice. Se mai remarcă opacitizări progresive sau numai ca borduri. Biotitul este întotdeauna proaspăt şi aparţine unei varietăţi ferifere, fiind puternic policroic (lepidomelan). Plagioclazii (andezin cu 40% anortit) sînt frecvent zonari şi în general proaspeţi; unele cristale sînt în parte caolinizate, proces limitat la anumite zone. Pasta este de obicei microgrăunţoasă, cu plagioclazi izometrici şi uneori inter-

[1] N. Gherase, Comunicare verbală.

sertali. Principala transformare a pastei constă într-o biotitizare, uneori selectivă, după anumite direcţii.

Transformările hidrotermale obişnuite în aureola de influenţă a mineralizaţiei sînt cu totul reduse în andezitul de zăcămînt. Sporadic apar vinişoare foarte fine de cuarţ şi calcit, însoţite şi de minerale metalice, precum şi caolinizări incipiente.

Andezitul de zăcămînt formează un corp de dimensiuni reduse, înconjurat de un brîu de brecie (3), care-l individualizează de corpul andezitic de Nocet; acesta din urmă este un andezit cu hornblendă verde, ceea ce îl deosebeşte de cel de zăcămînt.

Din raporturile arătate mai înainte se poate deduce că andezitul de Nocet este mai vechi. Andezitul de zăcămînt a fost pus în loc ulterior într-o zonă de slabă rezistenţă. Acest andezit prezintă o puternică fisurare, dar neomogenă, datorită în cea mai mare parte fenomenului de consolidare. De-a lungul acestor fisuri au circulat soluţiile mineralizante, asupra cărora se va reveni mai tîrziu.

În legătură cu punerea în loc a corpurilor andezitice de la Deva sînt de remarcat următoarele:

— Localizarea lor în formaţiuni sedimentare cretacic superioare, pe care le străbat. Contactele sînt puternic înclinate, ceea ce pledează pentru o vîrstă mai nouă decît cretacicul superior.

— Mineralizaţia prezentă este de tipul cupro-molibdenic, caracteristică pentru suita de roci banatitice, nefiind întîlnită în regiunile cu vulcanism neogen din R.P.R. Cum vîrsta geologică a banatitelor este cuprinsă între cretacic superior şi eocen, înclinăm să atribuim atît punerii în loc a corpului andezitic de zăcămînt, cît şi mineralizaţiei cupro-molibdenice o vîrstă paleogenă.

— Pentru a confirma acest punct de vedere ar fi necesare cercetări mai detaliate asupra depozitelor neogene şi a relaţiilor cu corpurile vulcanice.

TECTONICA REGIUNII

Din cercetările geologice efectuate pînă în prezent, rezultă că formaţiunile cretacice superioare de la sud de Mureş au fost slab cutate, ele constituind cîteva sinclinale şi anticlinale de amploare redusă (4), dirijate NE—SV. Depozitele miocene, transgresive peste cretacic, prezintă numai slabe ondulaţii.

În ceea ce priveşte tectonica disjunctivă se remarcă prezenţa mai multor sisteme de falii, dintre care mai important ar fi cel orientat aproape E—V. O astfel de fractură este aceea pe care o denumim falia văii Băilor, de-a lungul căreia şisturile cristaline din fundament vin în contact tectonic cu andezitele de Nocet şi de zăcămînt.

Alte sisteme dirijate NV—SE şi NE—SV au fost menţionate de alţi cercetători (3). Ele au constituit zone de slabă rezistenţă şi în acelaşi timp căi de acces punerii în loc a andezitelor.

DESCRIEREA ZĂCĂMÎNTULUI

FORMA ZĂCĂMÎNTULUI

Cercetările geologice, lucrările de explorare, ca şi lucrările de deschidere, împreună cu rezultatele analizelor chimice sistematice ne permit să tragem anumite concluzii asupra formei zăcămîntului de la Deva. Dat fiind caracterul cu totul aparte al mineralizaţiei, observaţiile macroscopice nu permit delimitarea precisă a conturului zăcămîntului, întrucît mai ales zonele difuz mineralizate nu pot fi deosebite macroscopic de roca sterilă ; o apreciere justă poate fi făcută numai prin urmărirea analizelor chimice sau calcografice sistematice. Forma zăcămîntului diferă, în consecinţă, după modul cum sînt interpretate aceste date.

Din punct de vedere geologic şi geochimic, forma zăcămîntului poate fi considerată o volbură („Stockwerk") aproape verticală, cu secţiuni orizontale eliptice destul de neregulate, de dimensiuni variate, care se dezvoltă pe o înălţime cunoscută pînă în prezent de mai multe sute de metri. Conturul volburii nu poate fi delimitat cu precizie, deoarece conţinuturile în metal scad treptat, mineralizaţia pierzîndu-se în andezitul înconjurător.

Pentru a realiza totuşi o imagine mai concretă a formei de zăcămînt, am lucrat în ipoteza că marginea zonei mineralizate ar putea să fie considerată la un conţinut de circa 0,3% Cu. În această situaţie, zăcămîntul îmbracă în general tot forma de volbură, însă cu dimensiuni sensibil mai reduse.

Mineralizaţia de la Deva este constituită dintr-o reţea de densitate variabilă, formată din vinişoare divers orientate, cu grosimi de la fracţiuni de milimetru pînă la mai mulţi milimetri şi excepţional de 2—3 cm ; lungimea acestora este şi ea diferită, limitată însă în cuprinsul a cîtorva centimetri sau decimetri. Aceste vinişoare sînt rezultatul mineralizării unor diaclaze, fisuri sau zone de sfărîmare ale andezitului de zăcămînt. În plus, mineralizaţia s-a insinuat chiar şi în porii rocii.

Zăcămîntul este deschis pe o adîncime apreciabilă prin mai multe orizonturi : +1,0, —1, —2 şi —3.

STUDIUL MACRO- ŞI MICROSCOPIC AL MINEREULUI

Dat fiind gradul ridicat de dispersare a mineralizaţiei din zăcămîntul de la Deva, urmărirea cu ochiul liber a mineralelor constitutive este foarte dificilă, atît din cauza dimensiunilor, cît şi din cauza irizaţiilor întîlnite la tot plasul. Totuşi se pot face cîteva precizări în ceea ce priveşte textura, compoziţia mineralogică aproximativă, răspîndirea mineralelor, în special în zonele mai bogate.

Mineralele care se pot distinge cu ochiul liber sînt : calcopirita, bornitul, fierul oligist, molibdenitul, cuarţul şi calcitul. Mineralul cel mai răspîndit este cuarţul, formînd o reţea de filonaşe fine, care, cînd depăşesc 2—3 mm, au o textură paralelă ; pe ambii pereţi se găseşte cuarţul mai compact şi lăptos, care spre centru devine mai grăunţos şi transparent,

formînd cristale depuse perpendicular, în dinți de pieptene. În spațiul de îndințare a celor două fișii de cuarț sînt dispuse, continuu sau intermitent, sulfuri și apoi calcitul. Cînd spațiul liber a fost mai mare, atît sulfurile, cît și calcitul apar în cristale bine formate; în cazuri mai rare rămîn mici geode. Vinișoarele de cuarț se grupează uneori în roca-gazdă sub formă de fascicule aproape paralele, iar în zonele de brecifiere prezintă dispersări cu totul neregulate.

Vinișoarele de cuarț sînt însoțite, după cum s-a arătat, de cele mai multe ori de minerale metalice, în ordinea frecvenței: calcopirită, bornit și pirită. Calcopirita și bornitul și o parte din pirită ocupă de obicei porțiunile centrale ale vinișoarelor de cuarț, insinuîndu-se uneori și pe rosturile și crăpăturile dintre ele, dînd primele indicații asupra ordinei de depunere. Numai rareori depunerile acestor minerale sînt continue, de obicei fiind întrerupte. La intersecția vinișoarelor se întîlnesc oarecare îmbogățiri (considerate firește la scara mineralizării, 2—4 mm) în minerale de cupru. În marea majoritate a cazurilor, sulfurile de fier și cupru sînt intens irizate, ceea ce îngreuiază deosebirea dintre ele.

Dintre celelalte minerale metalice, fierul oligist și o parte din pirită sînt răspîndite atît în filonașele de cuarț, cît și în masa rocii. Fierul oligist se prezintă de obicei în paiete izolate sau în agregate foarte fine, ajungînd rareori la dimensiuni de 2—3 mm. În ceea ce privește pirita, se deosebesc două varietăți: una în parageneză cu cuarțul și cu mineralele de cupru și cealaltă răspîndită neomogen în masa rocii, ca rezultat al procesului de piritizare.

Molibdenitul apare numai în porțiunile mai adînci ale zăcămîntului, începînd cu orizontul —2, fiind semnalat în continuare și în forajele de explorare, în porțiunile încă nedeschise. El formează împreună cu cuarțul fin grăunțos fie filonașe, fie impregnații fine în zone de rocă intens alterată, pe grosimi de mai mulți centimetri.

În părțile cu totul superioare ale zăcămîntului, se observă prezența cîtorva minerale secundare, reprezentate prin carbonați de cupru, hidroxizi și sulfați de fier, care acoperă, sub formă de cruste, mineralele primare sau se insinuează în fisurile din minereu și din roca înconjurătoare.

Urmărind distribuția mineralizației pe verticală, nu se poate face o zonare după criterii macroscopice. Singura porțiune net diferită din acest punct de vedere este zona zăcămîntului care aflorează (exploatată la zi), în care mineralele secundare imprimă ansamblului rocă — minerale metalice o culoare brună-galbenă-verde și o friabilitate deosebită. Totuși, alterarea nu este decît superficială, deoarece în spărtura proaspătă se observă calcopirită și pirită, aproape nemodificate, și pe alocuri fier oligist. Caracterul superficial al procesului de alterare arată că zăcămîntul nu are o zonă de oxidație propriu-zisă și, în consecință, nu poate avea nici zonă de cimentație. Prezența sporadică a limonitului și a malachitului în orizonturile mai adînci se explică prin permeabilitatea accentuată a rocii, împînzită de fisuri incomplet umplute de mineralizație.

În ceea ce privește zonarea spre adîncime, criteriile mai amănunțite — mai ales cele microscopice — arată că la orizontul —1 calcopirita este mineralul de cupru predominant, însoțită pe alocuri de mici cantități

de bornit şi cu totul sporadic de pirită. La orizontul —2 se păstrează aproape aceeaşi situaţie, cu deosebirea că bornitul devine din ce în ce mai frecvent, pentru ca la orizontul —3 să depăşească proporţia de calcopirită, devenind mineralul de cupru predominant. Semnalăm că de la orizontul —2 îşi face apariţia şi molibdenitul, puţin reprezentat la început, apoi mai abundent, pentru ca în cîteva carote mai din adîncime să fie singurul mineral metalic (fără a atinge conţinuturi de importanţă economică). Cuarţul, calcitul şi fierul oligist nu prezintă fluctuaţii cantitative remarcabile cu adîncimea.

DESCRIEREA MICROSCOPICĂ

Modul de prezentare a mineralizaţiei din zăcămîntul de la Deva face ca observaţiile macroscopice să furnizeze date cu totul incomplete pentru cunoaşterea atît a compoziţiei mineralogice, cît şi a caracteristicilor sale. În consecinţă, numai studiul microscopic detaliat, în combinaţie cu alte metode de investigaţie, au permis elucidarea acestor probleme.

Mineralele identificate în acest zăcămînt sînt, în ordine aproximativ descrescătoare a frecvenţei, următoarele:

— minerale metalice: bornit, calcopirită, magnetit, hematit-fier oligist, calcozină-digenit, pirită, covelină, ilmenit, martit, molibdenit, clausthalit, tetraedrit, aur;

— minerale de gangă: cuarţ, calcit, sericit.

Bornitul (Cu_5FeS_4) se întîlneşte în cantitate variabilă, devenind mineralul principal de cupru în toată porţiunea de zăcămînt de sub orizontul —2. De obicei bornitul formează, singur sau împreună cu calcopirita, o reţea care se insinuează pe rosturile dintre grăunţii de cuarţ (fig. 11). Are moduri diferite de prezentare, care depind într-o bună măsură şi de mineralele cu care este asociat.

În orizonturile superioare (pînă la —3) bornitul este asociat cu calcopirita, faţă de care se găseşte în cantitate subordonată sau cel mult egală. Relaţiile dintre cele două minerale sînt uneori de înlocuire, iar alteori de dezamestec. În primul caz, bornitul pătrunde mai mult sau mai puţin avansat în grăunţii de calcopirită, formînd uneori incluziuni şi alteori liziere complete cu apofize spre interiorul grăuntelui. În al doilea caz, relaţiile dintre bornit şi calcopirită duc la ideea unui dezamestec, datorită faptului că cele două minerale se prezintă într-o alternanţă de lamele orientate după mai multe direcţii sau formează concreşteri de tip grafic (fig. 9 şi 10). Aceste două moduri de prezentare, diferite ca esenţă, se găsesc adesea în acelaşi grăunte, la distanţe de sutimi de milimetru.

În orizonturile inferioare (sub —3), bornitul este mineralul preponderent, conţinînd numai resturi de calcopirită de dimensiuni reduse. În schimb, devine frecventă asociaţia bornit-calcozină şi digenit, ultimele două minerale fiind întotdeauna subordonate cantitativ. Această asociaţie se prezintă în variate structuri de dezamestec şi probabil mai rar de înlocuire. Mai în adîncime şi această asociaţie devine sporadică, pentru ca bornitul să rămînă singurul mineral de cupru.

Un mod mai aparte de prezentare a bornitului, de altfel destul de rar, se observă în unii grăunți de calcopirită în care el formează depuneri concreționare, asemănătoare depunerilor colomorfe.

Bornitul conține adesea incluziuni de magnetită allotriomorfă și uneori idiomorfă, precum și de fier oligist și frecvent de cuarț; în anumite cazuri, ganga de carbonați pătrunde sub formă de golfuri în bornit, conținînd în acest caz și bucăți colțurate din acest mineral (fig. 8). De menționat faptul că bornitul este mineralul gazdă preferat al aurului.

Calcopirita ($CuFeS_2$) apare în cantități variabile, apreciabile în părțile superioare ale zăcămîntului și din ce în ce mai reduse în adîncime. Ca și bornitul, calcopirita are o dispoziție în rețea, mai mult sau mai puțin densă, care umple rosturile dintre grăunții de cuarț (fig. 11). În vecinătatea filonașelor de cuarț, pe o anumită porțiune, calcopirita se găsește și sub formă de grăunți mici, 0,016—0,050 mm, diseminați în rocă. Mineralele rocii-gazdă sînt uneori înlocuite orientat de către calcopirită. În afară de asociația cu cuarțul, calcopirita, singură sau împreună cu bornitul, se găsește pe marginea filonașelor de calcit, care străbat fie cuarțul (fig. 17), fie roca-gazdă. În orizonturile superioare, calcopirita este, pe porțiuni mai întinse, lipsită de asociații cu alte minerale metalice, cu excepția magnetitului, piritei și fierului oligist și subordonat aurului și molibdenitului. Pe măsură ce crește adîncimea, ea este înlocuită treptat prin bornit, așa cum s-a arătat mai înainte, pentru ca în profunzime să apară numai sub formă de resturi sporadice în bornit. Relațiile calcopirită-bornit, considerate în ansamblu, sînt determinate în cea mai mare parte de înlocuirea treptată a calcopiritei prin bornit (fig. 8 și 14) și la un anumit nivel, mai către suprafață, și de dezamestecul celor două minerale (fig. 9 și 10).

În ceea ce privește relațiile cu calcozina, observațiile arată că aceasta nu pătrunde aproape niciodată în calcopirită.

Grăunții mai mari de calcopirită conțin frecvente incluziuni de minerale de gangă.

Calcozina (Cu_2S) și *digenitul* (Cu_9S_5) se găsesc numai ca grăunți microscopici de dimensiuni foarte mici (0,005—0,016 mm), găzduiți exclusiv în bornit. Dimensiunile lor, ca și concrețerea intimă cu alte minerale de cupru au îngreuiat mult observațiile microscopice și posibilitățile curente de diagnoză; modul de prezentare cu totul specific și foarte interesant ne-a determinat să urmărim totuși îndeaproape aceste minerale, menționate în zăcămîntul de la Deva, dar incomplet precizate. Observațiile în imersie, la mărire foarte puternică, și atacurile cu reactivi ne-au permis să facem cîteva precizări, după cum urmează:

În porțiunile de zăcămînt care conțin bornit, acesta găzduiește liziere și vinișoare sporadice foarte fine (0,008—0,016 mm) neorientate, constituite obișnuit din calcozină și digenit, strîns asociate, care nu pătrund însă niciodată în calcopirita învecinată. Menționăm că, în general, calcopirita nu conține calcozină și digenit.

Mai în adîncime, în porțiunile de zăcămînt unde bornitul este mineralul predominant — pe lîngă rețeaua neorientată de vinișoare și lizierele amintite —, incluziunile de calcozină-digenit îmbracă forme net deose-

bite; asociaţia calcozină-digenit apare ca grăunţi foarte fini dispuşi în formă de firişoare, cu o dublă terminaţie în Y sau T (fig. 15). Firişoarele pot fi dispuse orientat, predominînd cînd o direcţie, cînd două direcţii rectangulare (fig. 13). Prin reunirea firişoarelor orientate după două direcţii se conturează suprafeţe în formă de pătrat sau dreptunghi deformate, care au tendinţa destul de accentuată de a prezenta laturi curbe concave. Bornitul cuprins în interiorul suprafeţelor mai mari (0,08—0,09 mm) conţine numeroase firişoare de calcozină-digenit paralele cu cele marginale, iar în interior o reţea de ace extrem de fine din aceleaşi minerale, orientate după 2—3 direcţii, dînd în ansamblu aspectul unei pînze de păianjen.

În ceea ce priveşte stabilirea raporturilor reciproce calcozină-digenit, precizarea lor este foarte dificilă în lipsa uleiului de imersie. Predomină calcozina, cenuşie-albastră-deschis, slab anizotropă (culori de brun-roz, crem-albastru-verzui), asupra digenitului (mai net albastru şi izotrop). Calcozina formează de obicei „liniile de contur" ale figurilor, o mică parte din grăunţii aciculari din interior, foarte adesea „firişoarele" orientate şi lizierele şi filonaşele neorientate ce străbat bornitul. Digenitul apare parţial în „firişoare" orientate şi este adesea acicular, întreţesut cu acele fine de calcozină din interiorul figurilor. În vinişoarele de calcozină se insinuează sporadic ace fine de digenit (fig. 15). Sub o anumită adîncime în zăcămînt, calcozina şi digenitul devin din nou sporadice.

În ceea ce priveşte modul de formare, fineţea separaţiilor, tendinţa lor de orientare în ansamblu, ca şi reţelele extrem de fine din fiecare figură, ne sugerează ideea desfacerii unei soluţii solide bornit-calcozină-digenit. Procesul s-a putut desfăşura eventual în două etape: întîi expulzarea unei reţele de calcozină-digenit cu un oarecare conţinut de bornit, iar mai tîrziu, în interiorul figurilor, calcozina şi digenitul bogate în bornit l-au expulzat, formînd concreşterea aciculară.

Urmărind raporturile calcozină-digenit şi mai ales prezenţa calcozinei aproape întotdeauna în partea exterioară a grăunţilor, nu ar fi exclusă posibilitatea ca cel puţin o parte din calcozină să nu fie altceva decît pseudomorfoză (paramorfoză) după digenit (12).

Pirita (FeS_2) apare cu totul subordonată; în cantitate mai mare în părţile superioare ale zăcămîntului, descreşte treptat în adîncime, devenind sporadică şi neomogen răspîndită. Modul de prezentare la microscop trădează existenţa a două categorii de pirită: o primă categorie este reprezentată prin grăunţi izolaţi, mai mult sau mai puţin idiomorfi, cu răspîndire în afara vinişoarelor de cuarţ-calcit, în masa rocii; aceasta este pirita rezultată prin procesul de piritizare a rocii andezitice. A doua categorie este reprezentată prin pirita ce se insinuează, alături de calcopirită, printre grăunţii de cuarţ, formînd reţele discontinue; aceasta este corodată de calcopirită sau asociată cu magnetit şi fier oligist (fig. 7). Dimensiunile grăunţilor de pirită sînt în general mici (în jur de 0,05 mm), ajungînd uneori pînă la 0,5—1 mm. Această pirită se înscrie în suita de minerale hidrotermale.

Magnetitul (Fe_3O_4) are o răspîndire destul de omogenă, cu oarecare tendinţă de îmbogăţire în adîncime, rămînînd totuşi subordonat calco-

piritei şi bornitului în cuprinsul mineralizaţiei. Modul de prezentare şi dimensiunile grăunţilor sînt variate. Se întîlnesc forme mai rar idiomorfe, frecvent hipidiomorfe şi allotriomorfe, cu dimensiuni de 0,016—2 mm, care permit o bună separare magnetică. Grăunţii mai mici sînt adesea grupaţi, acoperind suprafeţe de cîţiva milimetri pătraţi (fig. 5). Magnetitul este localizat de obicei în rocă şi mai puţin în minerale de gangă, iar alteori în mineralele importante de cupru — calcopirită şi bornit Spre partea superioară a zăcămîntului, magnetitul se asociază şi cu pirita.

Se observă că grăunţii de magnetit, mai ales cînd se găsesc înglobaţi în bornit şi subordonat în calcopirită, au adesea contururi cristalografice. Mai mult chiar, cînd grăunţii de magnetit se găsesc concomitent în asociaţie cu sulfurile de cupru şi cu cuarţul, se observă că conturul este geometric în contact cu sulfurile şi neregulat — corodat — la contactul cu cuarţul (fig. 6). Totodată s-a mai remarcat că aceşti grăunţi au numeroase goluri de coroziune, în care au precipitat apoi minerale de cupru — frecvent bornit — şi uneori chiar carbonaţi. Sînt cazuri cînd asociaţia magnetit-carbonaţi prezintă aspectul unor pseudomorfoze parţiale şi poate chiar totale de carbonaţi după spinelul de fier.

Grăunţii de magnetit răspîndiţi în rocă conţin uneori incluziuni de ilmenit orientate sau neorientate; în plus, se observă şi asociaţii cu fier oligist. Un proces mai mult incipient, cu răspîndire destul de limitată, este martitizarea magnetitului, care se caracterizează prin prezenţa de lamele orientate sau grăunţi fini de hematit dispuşi la marginile şi pe liniile de slabă rezistenţă ale magnetitului.

Ilmenitul ($FeTiO_3$) apare întotdeauna asociat cu magnetitul, găsindu-se însă în cantitate mult subordonată. Există însă numeroşi grăunţi de magnetit lipsiţi de incluziuni de ilmenit. Ilmenitul se prezintă fie ca grăunţi aciculari sau bare orientate după 2—3 direcţii (fig. 5), fie ca incluziuni cu forme diferite şi neorientate în magnetit. S-a observat uneori că barele de ilmenit sînt întrerupte de grăunţi alungiţi de calcopirită conţinînd incluziuni fine de magnetit (fig. 5).

Fierul oligist (Fe_2O_3) se prezintă în grăunţi de mărime variabilă (de la fracţiuni de milimetru pînă la cîţiva milimetri), cu răspîndire neomogenă, caracterizată prin concentraţii locale. Forma grăunţilor este tipică, şi anume de agregate aciculare, orientate sau dispuse în buchete asociate fie cu mineralele constitutive ale rocii, fie cu magnetit, calcopirită, bornit, pirită şi cuarţ. Dintre mineralele metalice, singurul cu care se găseşte mai des asociat este magnetitul; cu celelalte, asociaţia este aproape accidentală.

Molibdenitul (MoS_2) lipseşte aproape complet în părţile superioare ale zăcămîntului, începînd să apară numai sub orizontul —2. Cea mai mare parte din molibdenit formează filonaşe macroscopice localizate în roca andezitică puternic alterată, ceea ce a împiedicat obţinerea de secţiuni lustruite şi deci stabilirea asociaţiilor lui cu mineralele existente. Observaţiile la lupa binoculară asupra acestui material au arătat prezenţa numai a molibdenitului, a cuarţului fin grăunţos şi a unor minerale argiloase. Studiul microscopic a pus totuşi în evidenţă prezenţa molibdenitului diseminat ca grăunţi fini, de obicei aciculari, izolaţi sau în agregate,

dispuşi în masa rocii sau în minereul cuprifer. Se mai remarcă în plus că molibdenitul asociat cu minereul cuprifer este inclus frecvent în ganga de carbonaţi (fig. 18). Acest fapt de observaţie arată că sulfura de molibden a precipitat mai tîrziu, o dată cu depunerea carbonaţilor.

Aurul (Au) este vizibil numai sub microscop şi apare în zăcămînt mai ales sub orizontul — 3. Se prezintă foarte rar în grăunţi hipidiomorfi, de obicei allotriomorfi, cu forme neregulate, uneori alungite (fig. 14), şi dimensiuni variabile (0,004—0,048 mm). De cele mai multe ori aurul este localizat în bornit, mai rar în calcopirită, calcozină-digenit, în cuarţ şi în mineralele rocii-gazdă, sau la contactul dintre minerale (fig. 14).

Clausthalitul (PbSe) a fost pus în evidenţă în minereu datorită conţinutului relativ mare în seleniu al acestuia. Observaţiile la microscop au arătat existenţa unor grăunţi în general foarte mici (0,032—0,048 mm), de culoare albă-strălucitor — aproape ca şi galena — izotropi (însă fără întunecarea completă a cîmpului), dînd rezultate pozitive la atacul cu HNO_3 şi $FeCl_3$ şi negative cu HCl, KCN, KOH etc.

Confirmarea prezenţei clausthalitului o constituie şi conţinutul în Pb semnalat în diversele analize chimice, fără a fi fost întîlnit nici un alt mineral al acestui metal.

În minereul de la Deva clausthalitul se prezintă sub formă de grăunţi allotriomorfi (fig. 19), uneori mult alungiţi (fig. 20), localizaţi întotdeauna pe fisurile sau în porii mineralelor de gangă ori ale rocii, în cuprinsul zonei mineralizate. Niciodată nu a fost întîlnit în asociaţie directă cu mineralele metalice. În ceea ce priveşte răspîndirea pe verticală, observaţiile făcute arată că clausthalitul apare mai ales în partea mijlocie a zăcămîntului (orizonturile —1, —2 şi —3).

Tetraedritul ($Cu_{12}Sb_4S_{13}$) este cu totul sporadic, întîlnindu-se numai ca filonaşe neregulate dispuse în calcopirita fisurată.

Dintre mineralele supergene menţionăm:

Covelina (CuS), prezentă în cantităţi foarte mici şi răspîndită mai ales la partea superioară a zăcămîntului, pînă la orizontul —3, iar mai jos cu totul sporadic, se prezintă în grăunţi şi filonaşe foarte fine (0,016 mm), care străbat bornitul şi subordonat calcopirita. În cazuri foarte rare covelina se întîlneşte ca grăunţi mai bine dezvoltaţi, prezentînd o puternică lamelare, evidentă chiar fără nici un atac.

Malachitul ($CuCO_3.Cu(OH)_2$), *azuritul* ($2CuCO_3.Cu(OH)_2$), *limonitul* ($Fe_2O_3.nH_2O$) şi diverşii sulfaţi de cupru şi de fier apar numai foarte rar în secţiunile lustruite de la partea cu totul superioară a zăcămîntului, deoarece sînt îndepărtaţi cu uşurinţă la lustruire, din cauza caracterului lor pulverulent.

Cuarţul (SiO_2) este principalul mineral de gangă şi cel mai abundent dintre mineralele constitutive ale zăcămîntului. El formează de obicei filonaşe, în care cristalele alungite dispuse perpendicular pe ambii pereţi se îndinţează într-o textură „în pieptene". În porţiunile de îndinţare a acestor cristale de cuarţ se găsesc adesea minerale de cupru, care umplu fie complet spaţiul liber, fie numai parţial, determinînd în ultimul caz

mici geode. În plus se găsesc grăunți de cuarț incluși în masa rocii, mai ales în apropierea filonașelor mineralizate.

Calcitul ($CaCO_3$) apare sub două varietăți: una legată de procesul de alterare hidrotermală a plagioclazilor din roca-gazdă, determinată numai sub microscop și cu o răspîndire limitată, și o a doua varietate, mai răspîndită, depusă din soluțiile mineralizante către sfîrșitul formării zăcămîntului. Această ultimă varietate se întîlnește în filonașe mici, în cristale izolate, ori în agregate depuse pe cuarț sau pe mineralele metalice.

Pentru a urmări cu mai multă ușurință variația mineralizației pe înălțime, am întocmit un tabel sinoptic, în care frecvența este figurată prin semne convenționale (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Răspîndirea mineralelor în zăcămîntul de la Deva

Mineralul	Exploatare la zi	Orizont +1	Orizont −1	Orizont −2	Orizont −3	Sub orizontul −3
Bornit	++	++	++	+++	++++	++++
Calcopirită	++++	++++	++++	++++	+++	+
Calcozină-digenit	−	−	−	−	+	++
Calcozină	+	+	+	±	±	++
Covelină	+	+	+	+	+	−
Pirită	++	++	+	±	±	+*
Molibdenit	−	−	−	+	+	±
Clausthalit	−	−	+	+	+	−
Tetraedrit	−	−	±	±	−	−
Aur**	−	−	−	−	+	++
Oxizi de fier (magnetit, fier oligist, ilmenit)	++	++	++	++(+)	++	+++
Gangă (cuarț, calcit etc.)	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++

Notă. Numărul de semne + este proporțional cu răspîndirea nineralului.
Semnul − arată că mineralul nu a fost întîlnit în secțiuni lustruite.
Semnul ± arată că mineralul a fost întîlnit sporadic.
* Numai la adîncime mare.
** Se referă la aurul decelabil la microscop.

STUDIUL GEOCHIMIC AL MINERALIZAȚIEI

REPARTIZAREA ELEMENTELOR MAJORE

Principalele elemente majore care au fost puse în evidență în zăcămîntul de la Deva prin analize calcografice și chimice sînt, în ordinea abundenței: Si, Cu, Fe, S, Ca, CO_3^{--}, Ti, Mo, Au și, cu totul subordonat Sb, Se și Pb. Dintre acestea, singurul de importanță economică este cuprul, a cărui repartizare și a cărui migrație vom căuta să le urmărim în cele ce urmează.

Pentru rezolvarea acestei probleme ne-am folosit de numeroase determinări ale conţinutului de cupru pe probe prelevate sistematic din lucrările miniere, ca şi din forajele de explorare.

Date fiind numeroasele fluctuaţii locale, de mică amploare şi mai mult sau mai puţin întîmplătoare ale conţinuturilor în cupru, am încercat să grupăm valorile asemănătoare ale conţinuturilor în clase mai cuprinzătoare, ceea ce a pus în evidenţă o distribuţie zonară. În acest mod se reflectă mai evident legile generale ale migraţiei şi concentrării cuprului în zăcămînt. Valorile claselor adoptate sînt : *a*) pînă la 0,3% Cu ; *b*) de la 0,3 la 0,75% Cu ; *c*) de la 0,75 la 1,25% Cu ; *d*) de la 1,25 la 2% Cu ; *e*) mai mare de 2% Cu.

Variaţia conţinutului în cupru în plan orizontal a putut fi urmărită şi reprezentată numai pe orizonturile —2 şi —3, pentru care au existat numeroase date de analiză. Pe baza reprezentării cuprometrice fidele şi detaliate, aşa cum a rezultat din corelarea directă a datelor (fig. 1 şi 3), s-a executat o a doua reprezentare cuprometrică, generalizată, care poate da indicaţii asupra legilor de distribuţie a cuprului în zăcămînt (fig. 2 şi 4).

Din analiza acestor reprezentări rezultă următoarele :

Zăcămîntul are secţiuni orizontale aproximativ eliptice în orizonturile considerate cu axa mare orientată ENE—VSV.

Repartiţia conţinuturilor prezintă o uniformitate, reprezentată printr-o creştere continuă a conţinutului în cupru de la periferie spre centru ; se pot delimita astfel zone formînd adevărate „învelişuri" concentrice cu contururi cvasieliptice.

Învelişurile se menţin, în linii mari, pe verticală, prezentînd însă fluctuaţii de grosime.

Conturul zăcămîntului este, în ansamblu, mai mare înspre adîncime unde par de altfel că se dezvoltă mai bine învelişurile mai bogate, în detrimentul celor sărace.

Între cele două orizonturi se observă că înclinarea generală a zăcămîntului este spre V şi NV, iar valorile înclinării pentru diversele învelişuri sînt diferite.

În secţiunile orizontale ale zăcămîntului, la ambele orizonturi, apare în centrul zonei foarte bogate un sîmbure aproape steril alcătuit şi el din 2—3 învelişuri, care nu se menţin însă pe verticală.

Se mai poate semnala în zona periferică săracă existenţa unor porţiuni mai bogate, care în adîncime se integrează în general în zonele învecinate.

Variaţia conţinutului în cupru pe înălţimea zăcămîntului a fost urmărită pînă la ultimul orizont pe baza a numeroase probe sistematice din galerii, iar mai în adîncime pe baza analizelor de carote din forajele de explorare. Întocmirea reprezentării grafice după metoda curbelor de echiconţinut folosită anterior nu a mai fost posibilă, deoarece încercările de corelare pe verticală a datelor din lucrările de foraj nu au dat rezultate concludente. Cauza rezidă în faptul că un număr redus din totalul forajelor de explorare a străbătut zăcămîntul şi numai pe adîncimi variabile ; în plus, mai este posibil ca o parte din aceste foraje să fi străpuns numai anumite învelişuri, cu conţinuturi mici şi foarte mici.

În această situație s-a considerat ca cea mai corespunzătoare reprezentarea statistică a conținuturilor celor mai frecvente de cupru, în cadrul claselor delimitate anterior, făcînd uz de principiul histogramelor.

Pentru porțiunea de zăcămînt deschisă, a fost trasată cîte o histogramă pentru fiecare orizont (fig. 21, —1, —2, —3). Curbele reprezentative arată o creștere a conținutului în cupru între orizonturile —1 și —2, rămînînd aproape constant între —2 și —3.

Mai în adîncime, pentru porțiunea de zăcămînt cunoscută numai prin foraje de explorare, a fost întocmită cîte o histogramă pentru fiecare foraj în parte (fig. 22). Cu excepția unui singur foraj, care a străbătut zăcămîntul în zone mai bogate (maximul curbei se află între 0,75 și 1,25% Cu), toate celelalte au interceptat zăcămîntul, pe distanță apreciabilă, însă în zonele sărace (fig. 23—28).

Reprezentarea într-o singură histogramă a fiecărui foraj în parte caracterizează desigur în ansamblu rezultatele acestor lucrări, însă nu pune în evidență variația conținuturilor în cupru cu adîncimea. Pentru obținerea unei imagini mai reale, am întocmit, pentru fiecare foraj în parte, cîte o histogramă a variației de conținut pe porțiuni de cîte 100 m sub ultimul orizont.

Privind în ansamblu reprezentările de mai sus (fig. 21—29), ne atrage atenția în primul rînd faptul că alura zăcămîntului în adîncime pare a fi diferită de la foraj la foraj, deși distanța dintre aceste lucrări nu este prea mare. Din unele foraje ar rezulta că zăcămîntul se menține ca atare pe circa 200 m sub ultimul orizont, după care ar urma o zonă foarte săracă. Din alte foraje (forajul 6), zăcămîntul s-ar menține pînă la —300 m, iar după altele s-ar însărăci imediat sub orizontul —3. Aceste fluctuații mari la distanțe mici nu sînt compatibile cu modul de prezentare a zăcămîntului în porțiunile deschise. Ele nu se pot datora decît devierii forajelor în adîncime și distribuției „în învelișuri concentrice" a mineralizației. Ca urmare, pentru a compensa aceste erori întîmplătoare pentru fiecare foraj, am considerat necesar să facem cîte o reprezentare de ansamblu pentru fiecare sută de metri sub ultimul orizont, folosind datele obținute de toate forajele pe porțiunile menționate. Curba reprezentativă pentru prima sută de metri sub ultimul orizont este destul de asemănătoare cu cea similară de la orizontul —3 (fig. 29). Se observă doar o predominanță mai marcată a valorilor mici ale conținuturilor (0—0,3% Cu și 0,3—0,75% Cu), deci o ușoară scădere a conținutului în acest metal. Histograma frecvenței conținuturilor în cupru între prima și a 2-a sută de metri sub ultimul orizont este destul de asemănătoare cu precedenta, marcînd totuși o ușoară îmbogățire a mineralizației. Mai în adîncime curbele reprezentative arată o continuă scădere a conținuturilor, predominînd întotdeauna valorile 0—0,3% Cu.

Ansamblul histogramelor reprezentînd variația conținutului în cupru pe toată adîncimea considerată arată o îmbogățire în acest metal pînă la orizontul —2, menținerea conținuturilor pînă la orizontul —3, apoi o ușoară scădere pe primii 200 m, după care conținuturile sînt din ce în ce mai mici, menținîndu-se însă în limitele unei zone slab mineralizate. Considerăm însă că rezultatele forajelor din adîncime (mai ales sub 200 m

de la ultimul orizont) nu mai pot fi acceptate decît cu totul informativ, întrucît ele s-au îndepărtat de zăcămînt într-o măsură ce nu poate fi precizată. Faptul că ele au rămas totuşi încă pe distanţa de 200 m într-o zonă slab mineralizată este deosebit de semnificativ, pentru că demonstrează continuitatea mineralizaţiei pe adîncime şi, probabil, existenţa în apropiere a unor zone mai bogate.

STUDIUL ELEMENTELOR MINORE

Determinarea elementelor minore s-a efectuat pe probe de minerale cît mai pure. Dat fiind gradul de dispersare avansat al mineralelor în roc㠚i concreşterea în general intimă atît între ele, cît şi cu ganga, obţinerea probelor de minerale pure a fost o problemă destul de dificilă.

Probele au fost selecţionate prin alegere sub lupa binoculară a materialului controlat în prealabil prin secţiuni lustruite, sau prin concentrare mecanică (flotaţii repetate şi concentrare magnetică).

În aceste condiţii au fost obţinute şi analizate probe de calcopirită, bornit, magnetit şi sterilele respective din diverse porţiuni ale zăcămîntului. S-au efectuat determinări colorimetrice cantitative pentru seleniu şi telur, docimazice pentru aur şi argint şi spectrografice semicantitative pentru celelalte elemente.

Distribuţia elementelor minore determinate în mineralele citate este următoarea :

Sulfurile de cupru — calcopirita şi bornitul — au un conţinut de elemente minore diferit calitativ şi cantitativ faţă de magnetit şi de steril. Astfel, cele două sulfuri conţin Ag, Pb, Zn, Se, Te, pe cînd magnetitul şi sterilul conţin Be, Ga şi V, care lipsesc în sulfuri la limita de sensibilitate a metodei spectrografice (adică circa $10^{-4}\%$). Menţionăm că Ni se întîlneşte atît în magnetit cît şi în bornit.

În ceea ce priveşte principalele sulfuri de cupru prezente — calcopirita şi bornitul, — ne-a atras atenţia în mod deosebit faptul că ele conţin elemente minore diferite atît calitativ (Co, Bi, Ni numai în bornit), cît şi cantitativ (Ag şi Zn în cantităţi mai mari în bornit decît în calcopirită).

Dintre celelalte elemente minore urmărite, As, Sb, In, Ge şi Cr lipsesc complet. În ceea ce priveşte manganul, spectrogramele au arătat prezenţa lui în toate mineralele metalice şi de gangă în proporţie aproximativ egală.

CONSIDERAŢII GEOCHIMICE ŞI GENETICE

Mineralizaţia cupriferă de la Deva este localizată într-un corp subvulcanic, considerat ca un facies mai de suprafaţă al banatitelor. Dacă cercetările efectuate pînă în prezent atribuie andezitelor din regiunea Deva o vîrstă probabil miocenă, sîntem înclinaţi să admitem o vîrstă anterioară, probabil paleogenă. La aceasta ne conduce în special compo-

ziția mineralogică a minereului, care se aseamănă, în linii generale, cu aceea de tip cupro-molibdenic, legată de banatite. Mineralizațiile legate de eruptivul terțiar nou din Munții Apuseni, ca și din regiunea Baia-Mare au o compoziție mineralogică complet diferită, în sensul că bornitul apare cu totul sporadic și molibdenitul este absent. Consolidarea andezitului a avut loc în condiții deosebite, în timpul ascensiunii magmei spre suprafață și sub acțiunea unor forțe exterioare. Materialul magmatic începuse să cristalizeze în timpul ascensiunii, iar îngustarea căilor de acces spre suprafață, ca și contracția provocată de răcire au determinat diaclazarea avansată a corpului andezitic, rezultînd astfel o rețea de fisuri foarte fine și divers orientate. Mare parte din aceste fisuri au constituit ulterior căi de acces, pe care au circulat ascendent soluții hidrotermale mineralizante, a căror sursă o constituie același bazin magmatic din profunzime, care a furnizat și materialul andezitic.

Procesul de mineralizare a constat în mare parte din umplerea parțială sau totală a fisurilor și subordonat din metasomatism. Soluțiile mineralizante, inițial neobișnuit de bogate în silice, au pătruns pe toate fisurile existente, tapisîndu-le cu cuarț. Numai foarte rar aceste soluții au pătruns și în rocă, pe distanțe mici, depunînd grăunți de cuarț. Căptușirea fisurilor cu cuarț a constituit un adevărat „ecran" pentru o difuzare mai puternică în rocă atît a silicei, cît și a mineralelor metalice depuse ulterior. Aceasta explică slaba impregnare a rocii în afara vinișoarelor cu minerale de cupru și, în consecință, conținuturile relativ scăzute în aceste elemente.

Trecînd la procesele de alterare hidrotermală, ele sînt în general limitate și constau în silicifierea oarecum restrînsă și în slabe caolinizări și carbonatări din unele zone ale plagioclazilor și cu totul sporadic în cloritizarea hornblendei.

În ceea ce privește procesul geochimic de formare a mineralelor metalice și de gangă din zăcămîntul studiat, cercetările întreprinse duc la următoarele concluzii :

Magnetitul, ilmenitul și fierul oligist s-au format o dată cu andezitul de zăcămînt, constituind minerale accesorii ale acestuia. Le considerăm ca atare deoarece au o răspîndire destul de omogenă în toată masa rocii, adesea în cristale idiomorfe, chiar în porțiunile unde celelalte minerale metalice lipsesc complet. De altfel, în prezența dominantă a ionilor de S^{2-}, element conducător în procesul hidrotermal, care imprimă soluțiilor un potențial de oxidoreducere foarte scăzut, formarea acestor oxizi era practic imposibilă. Această considerație este întărită și de conținutul în elemente minore, foarte diferit în comparație cu cel din sulfuri și întrucîtva asemănător cu cel din steril. Astfel, V, Be, Ga caracterizează oxizii și sterilul, în timp ce elementele specifice sulfurilor (Bi, Co, Pb, Zn, Se, Te) sînt absente.

Trecînd la soluțiile hidrotermale, răspunzătoare de formarea mineralizației cuprifere de la Deva, se poate afirma că s-au caracterizat printr-un chimism destul de simplu, avînd, pe lîngă un conținut ridicat de silice, ca ioni predominanți numai sulf, cupru și fier. În ceea ce privește ceilalți ioni : Au, Ag, Bi, Co, Ni, Mn, Pb, Zn, Se, Te, Sn și Mo, aceștia

s-au găsit numai în cantităţi foarte reduse, depunîndu-se funcţie de proprietăţile lor geochimice şi de gradul de saturaţie în soluţie, fie ca minerale proprii (Au, Se, Pb, Mo), fie — mai obişnuit — ca soluţii solide în mineralele predominante.

Chimismul simplu al soluţiilor hidrotermale se poate datora în parte penuriei de elemente calcofile din sursa iniţială, mai probabil lipsei de condiţii favorabile migrării şi concentrării unei suite mai numeroase de elemente. Într-adevăr, mineralizaţia pare să se fi format într-un interval limitat de temperatură, destul de ridicat, în jurul a 300°C, caracteristic mineralelor de cupru. Acest fenomen a putut provoca o adevărată „purificare prin cristalizare" a soluţiilor, de elementele care formează minerale cu temperaturi de depunere diferite.

Elementele majore principale S, Cu şi Fe au format calcopirita, bornitul şi, din cauza cantităţii reduse de fier, subordonat pirită. Distribuţia mineralelor pe verticală, ca şi observaţiile microscopice ne permit să schematizăm procesul de formare a mineralelor de cupru în felul următor. La început s-au format, funcţie de adîncime şi deci de temperatură şi presiune, calcopirită şi puţin bornit în zonele mai adînci, sub orizontul —2, şi numai calcopirită deasupra acestei zone. Un nou aport de cupru şi sulf în soluţie a provocat transformările sulfurilor depuse anterior. Astfel, calcopirita de la partea superioară — la temperatură ridicată (> 300°C) — se transformă de la periferie spre interior în bornit (la microscop apar frecvente „inele" de bornit în jurul acestor grăunţi de calcopirită, care au reţinut în reţea un exces de cupru şi sulf). Tot la temperatură ridicată, calcopirita din adîncime a trecut integral în bornit (la microscop se mai observă numai sporadic resturi de calcopirită netransformată, în partea centrală a grăunţilor de bornit), pe cînd bornitul vechi a reţinut un exces de cupru şi de sulf ca soluţie solidă. Prin scăderea treptată a temperaturii pe întreaga înălţime a zăcămîntului, calcopirita dinspre partea superioară expulzează excesul de elemente dizolvate sub forma tipică de dezamestec calcopirită-bornit, în lamele orientate. Concomitent şi din aceeaşi cauză, bornitul din partea inferioară a zăcămîntului (sub orizontul — 3) devine instabil şi suferă un dezamestec cu formarea concreşterilor orientate bornit-calcozină-digenit.

Aurul din soluţiile cuprifere s-a depus mai tîrziu decît mare parte din sulfuri, în părţile mai adînci ale zăcămîntului şi la temperatură mai mare, dovada fiind localizarea sa preferenţială în bornitul compact şi culoarea sa care denotă o fineţe destul de mare.

Seleniul, prezent în soluţii în cantitate relativ mare, a avut o migraţie particulară, în sensul că, în loc să urmărească integral sulful, substituindu-l în sulfuri, se individualizează în prezenţa plumbului sub forma de clausthalit (PbSe). O altă particularitate a migraţiei acestui element, în cazul de faţă, este lipsa totală de asociaţie cu mineralele metalice prezente în zăcămînt. Probabil că există şi o parte de seleniu care a fost fixat în sulfuri, ca substituent izomorf al sulfului.

Dintre elementele minore, calcopirita a captat Sn, Zn, Mn, Ag, iar bornitul Co, Bi, Ni, Zn, Mn, Ag, de obicei ca substituenţi izomorfi.

Ulterior formării sulfurilor de cupru, are loc un nou aport de soluții hidrotermale, caracterizate prin conținutul lor în Mo, S, Ca și CO_2 și ca element minor reniul, din care s-au depus molibdenit (cu Re ca substituent izomorf) și calcit. Chimismul deosebit al acestor soluții — probabil mai acide și cu conținut mai ridicat în CO_2 — este confirmat de argilizarea avansată a rocii în jurul filonașelor de molibdenit.

CONCLUZII

Mineralizația cupriferă de la Deva este localizată într-un corp subvulcanic, de vîrstă paleogenă, constituit din andezit cu hornblendă și biotit, prezentînd transformări hidrotermale reduse. Forma de zăcămînt este de volbură („Stockwerk"), alcătuită dintr-o rețea de vinișoare scurte și divers orientate.

Intensitatea mineralizației în cuprinsul volburii este variabilă, marcînd totuși o distribuție zonară și imprimînd formei de zăcămînt o structură în învelișuri.

Compoziția minereului este reprezentată prin minerale de cupru-calcopirită și bornit (predominante), calcozină, digenit, covelină (sporadice), apoi pirită, molibdenit, aur, clausthalit, tetraedrit, precum și magnetit, fier oligist și ilmenit; ca minerale de gangă apar cuarț și calcit. Mineralele de cupru prezintă o distribuție pe verticală, în sensul că calcopirita predomină la partea superioară, iar bornitul în adîncime.

Dintre elementele majore, a fost urmărit cuprul, singurul de importanță economică. Studiul distribuției acestui element s-a făcut prin diverse reprezentări grafice adecvate. S-a constatat că în plan orizontal distribuția mineralizației este în învelișuri concentrice, cu conținuturi descrescînd spre periferie, avînd totuși un sîmbure foarte sărac. Pe verticală se remarcă o îmbogățire în cupru pînă la orizontul — 2, menținerea conținuturilor pînă la orizontul — 3, urmată de o ușoară scădere pînă la aproximativ 300 m; rezultatele pentru zonele adînci nu sînt concludente, date fiind deviațiile forajelor în afara zonei mineralizate.

Elementele minore determinate pe probe de calcopirită, de bornit, de magnetit și de steril (cuarț și minerale din roca-gazdă) sînt Ag, Be, Bi, Ga, Mn, Ni, Pb, Se, Sn, Te, Ti, V, Zn. Ele se repartizează diferit, cantitativ și calitativ, între mineralele de cupru, pe de o parte, și în magnetit și steril, pe de altă parte; în plus, chiar între mineralele de cupru — calcopirită și bornit — se constată unele diferențe. Această distribuție este explicabilă prin ambianțe geochimice diferite.

Procesul geochimic de formare a mineralelor metalice a avut loc în parte simultan cu andezitul de zăcămînt (magnetit, ilmenit, fier oligist), cînd au fost antrenate și elemente minore ca Be, Ga, V, Ni și Sn, și în mare parte într-un stadiu hidrotermal, care a fost și cel mai important.

Soluțiile hidrotermale se caracterizează printr-un chimism destul de simplu, avînd un conținut ridicat de silice și ca ioni predominanți S, Cu și Fe. Dintre ceilalți ioni, Au, Se, Pb și Mo au format minerale proprii, iar Ag, Bi, Co, Ni, Mn, Zn, Te și Sn, soluții solide în mineralele

predominante. Mineralele de cupru se formează în două faze succesive, prima caracterizată prin conţinut ridicat în S şi Cu şi mai scăzut în fier, cînd se depune calcopirită la partea superioară a zăcămîntului, bornit la partea inferioară şi puţină pirită ; în faza următoare apare un nou aport de cupru şi sulf, reţinute în sulfurile de cupru formate anterior. Prin scăderea temperaturii se formează dezamestecurile calcopirită-bornit şi bornit-calcozină-digenit.

Aurul se depune ceva mai tîrziu, preferenţial în bornit ; seleniul apare mai ales sub forma de clausthalit, subordonat substituind sulful.

Dintre elementele minore, calcopirita a captat Sn, Zn, Mn, Ag, iar bornitul Co, Bi, Ni, Zn, Mn şi Ag, de obicei ca substituenţi izomorfi.

Stadiul hidrotermal se termină cu depunerea molibdenitului, care captează reniul, şi a calcitei, care încheie faza de mineralizare.

Mineralizaţia de la Deva se încadrează în tipul de zăcăminte cupromolibdenice, de geneză hidrotermală-mezotermală.

BIBLIOGRAFIE

1. Brett Robin, *Experimental data from the system Cu-Fe-S and their bearing on exsolution textures in ores*, Ec. Geol., 1964, **59**, 7.
2. Buerger N. W., *The chalcocite problem*, Ec. Geol., 1941, **36**.
3. Ciocănelea R., *Asupra situaţiei geologice a corpurilor eruptive din regiunea Deva*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVIII**.
4. Fleisher Michael, *Minor elements in some sulphide minerals*, Ec. Geol., Fiftieth Anniversary volume 1905—1955, 1955, partea a II-a.
5. Gheorghiu C., *Studiul geologic al Văii Mureşului dintre Deva şi Dobra*, An. Com. geol., 1960, **XXVIII**.
6. Ingerson Earl, *Geologic thermometry*, Ec. Geol., Fiftieth Anniversary volume 1905—1955, 1955, partea I.
7. Карамян К. А., *О корреляции рения, селена и телура в молибденитах Каджаранского медно-молибденового месторождения*, Геохимия, 1962, *2*.
8. Мкртчян С. С., *К проблеме поисков скрытых колчеданных и медномолибденовых рудных тел на Малом Кавказе*, Геология рудных месторождений, 1960, *4*.
9. Ramdohr P., *Die Mineralien im System Cu S—Cu_2S*, Ztschr. für praktische Geologie, 1943, **51**.
10. — *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Akademie Verlag, Berlin, 1960.
11. Scerbina A., *Die goldreiche Kupferglanz-Bornit-Lagerstätte von Glava in Vermland, Schweden, und ihre geologische Stellung*, Neues Jahrbuch Min. Beil., 1941, **76** A.
12. Schwartz G. M., *Experiments bearing on bornite-chalcocite intergrowths*, Ec. Geol., 1928, **23**.
13. — *Intergrowths of bornite-chalcopyrite*, Ec. Geol., 1931, **26**.
14. Студеникова З. В. и Золотарева В. А., *Рении в молибденитах месторождения Тырны-Ауз*, Геохимия, 1958, *1*.
15. Superceanu C., *Studiu calcografic asupra mineralizaţiei cuprifere de la Deva — Transilvania*, Revista minelor, 1958, **IX**, *3*.
16. Şerban A. şi Popescu A., *Apariţii de molibden în zăcămîntul cuprifer Deva*, Revista minelor, 1961, **XII**, *3*.
17. Тиров К. К. и Иванова Г. Ф., *О распределении рения в молибденитах месторождений генетических типов*, Геохимия, 1959, *6*.

Institutul de petrol, gaze şi geologie,
Laboratorul de zăcăminte de minerale utile.

Primită în redacţie la 23 aprilie 1963.

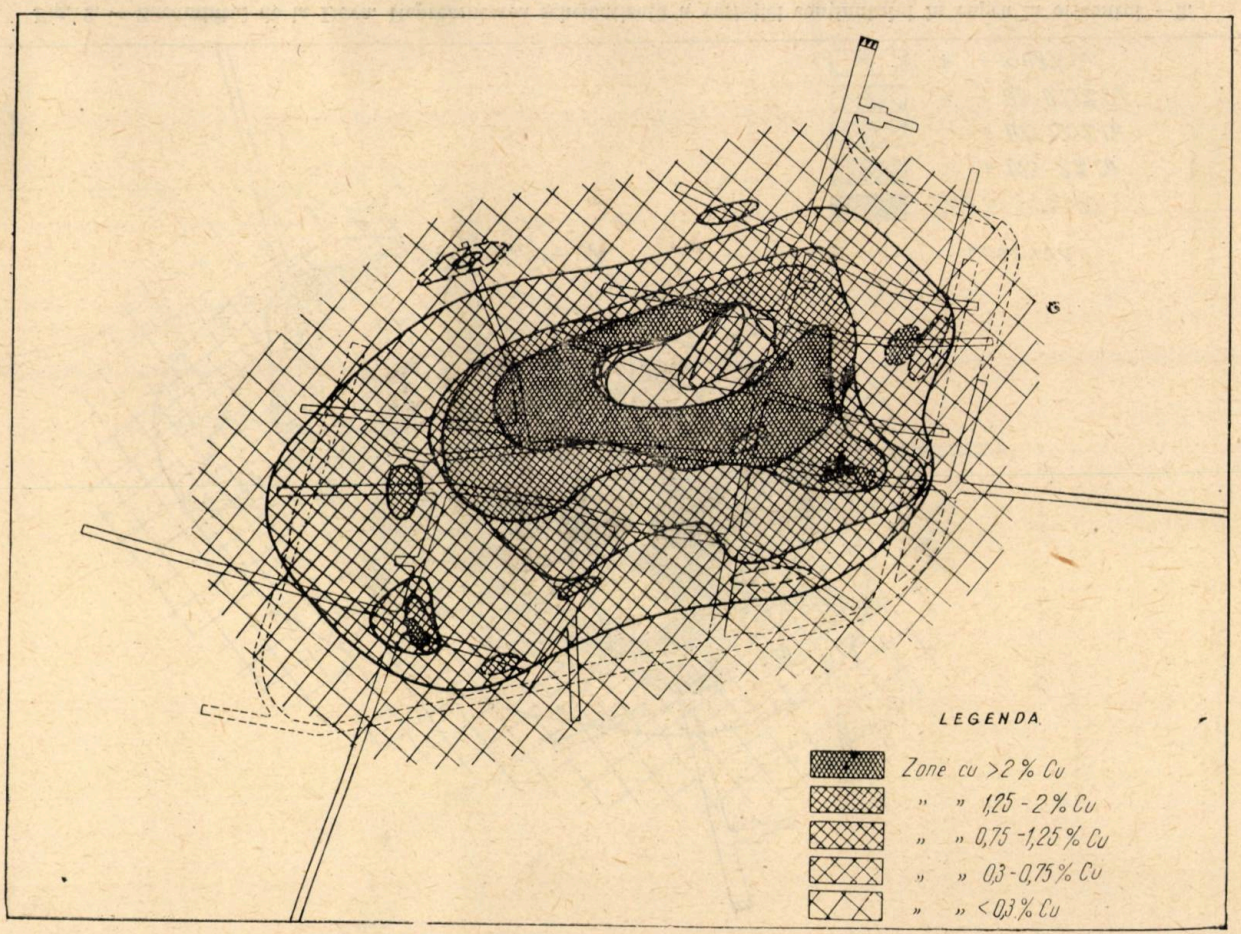


Fig. 1. — Zăcămîntul de la Deva. Reprezentarea detaliată a variației conținutului în cupru la orizontul —2.

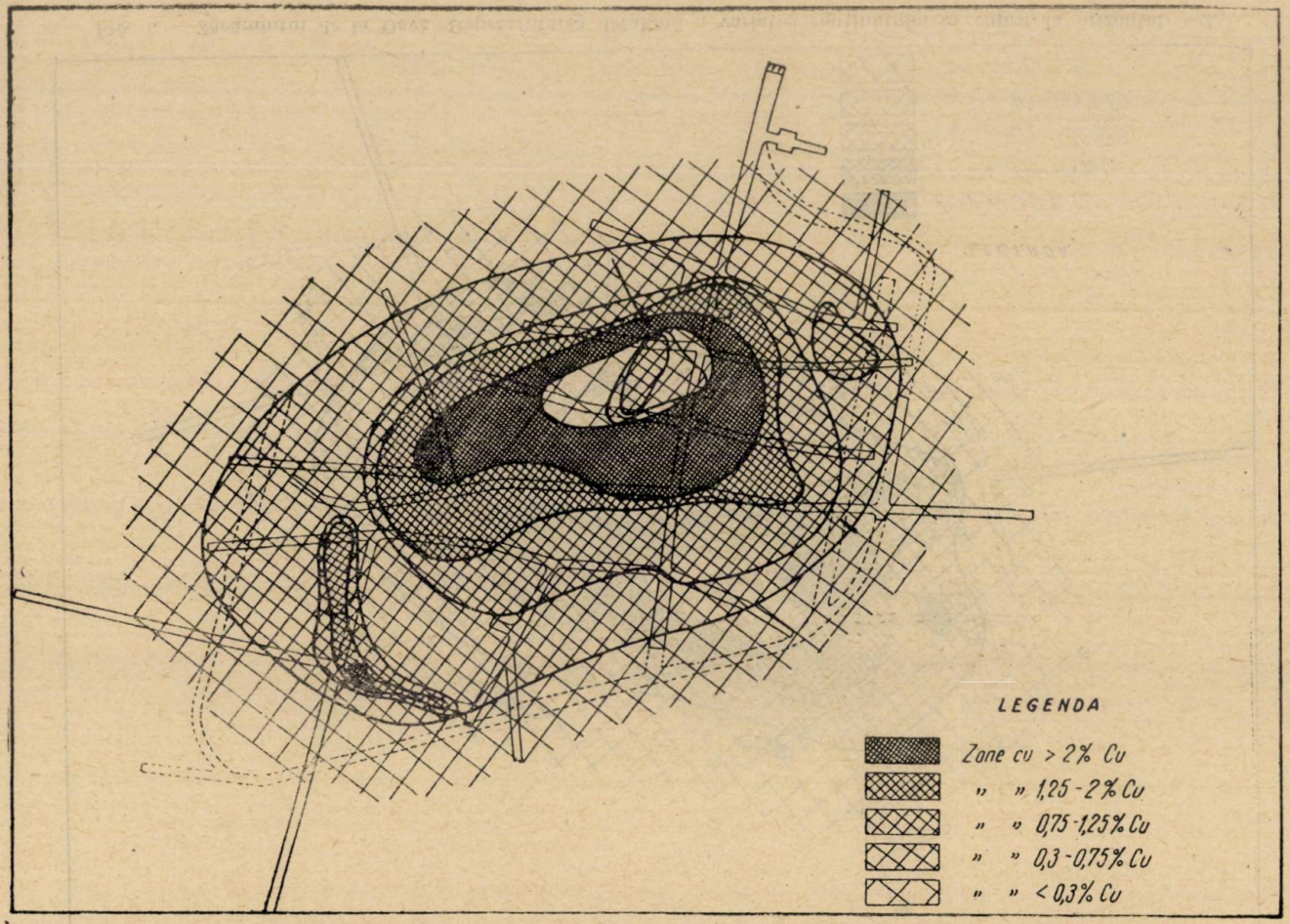


Fig. 2. — Zăcămîntul de la Deva. Reprezentarea schematizată a variației conținutului în cupru la orizontul —2.

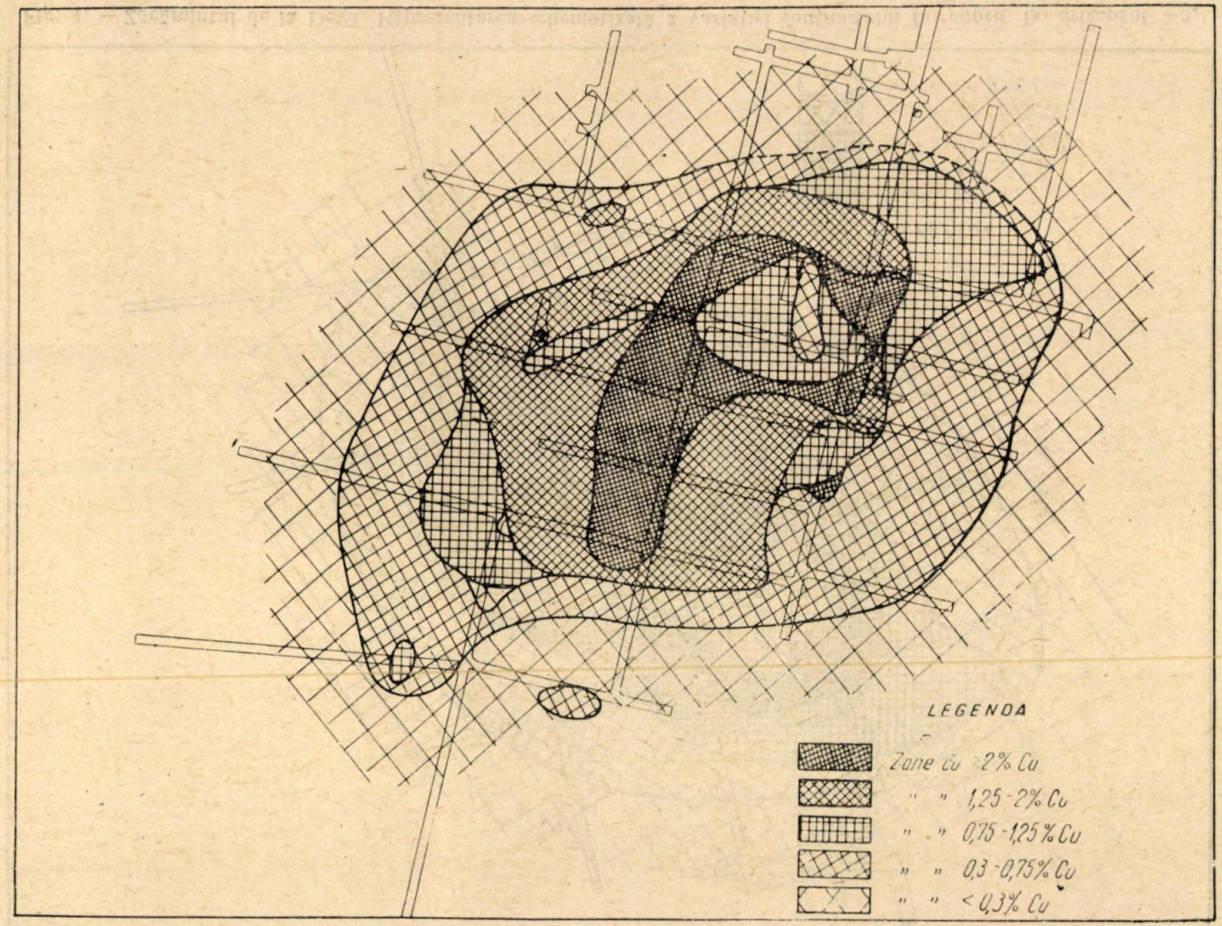


Fig. 3. — Zăcămîntul de la Deva. Reprezentarea detaliată a variaţiei conţinutului în cupru la orizontul —3.

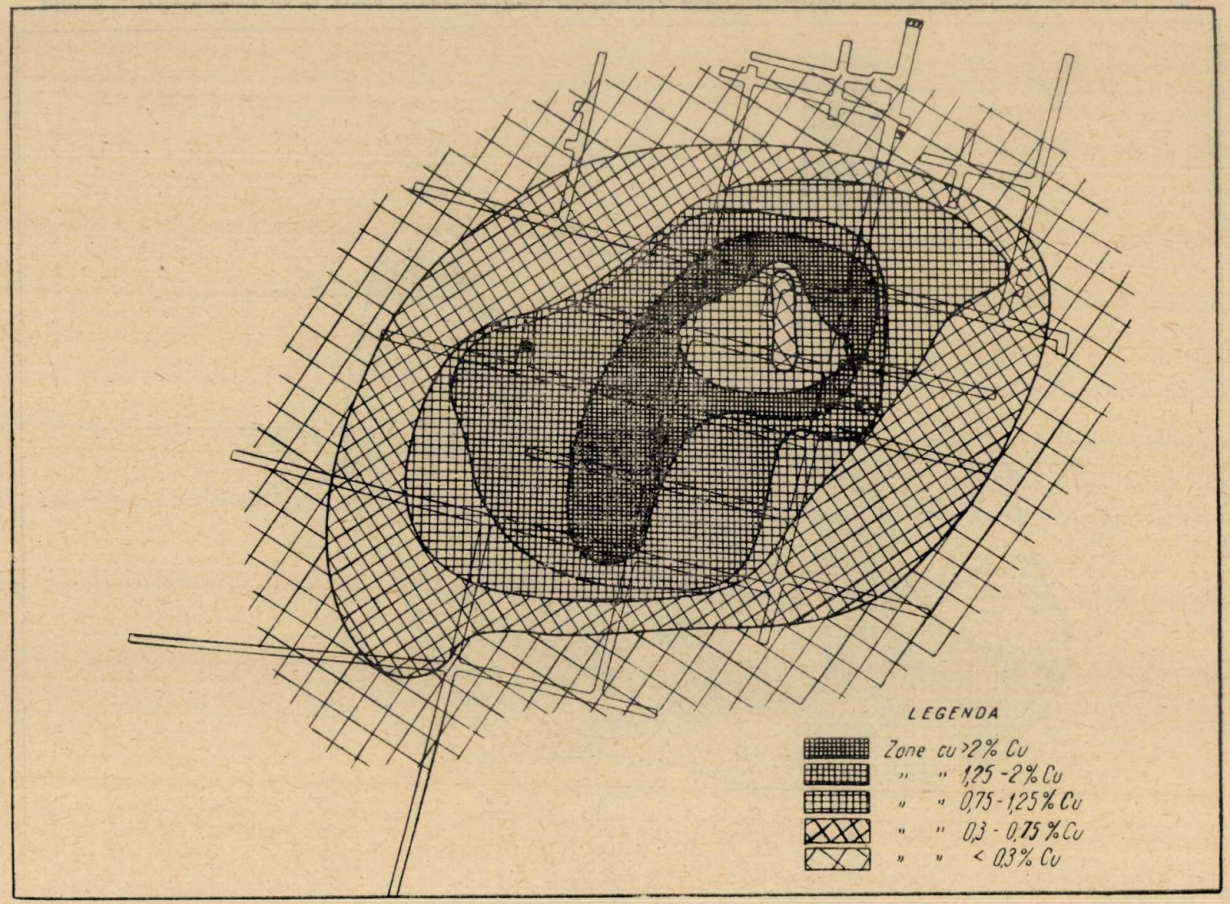


Fig. 4. — Zăcămîntul de la Deva. Reprezentarea schematizată a variației conținutului în cupru la orizontul —3.

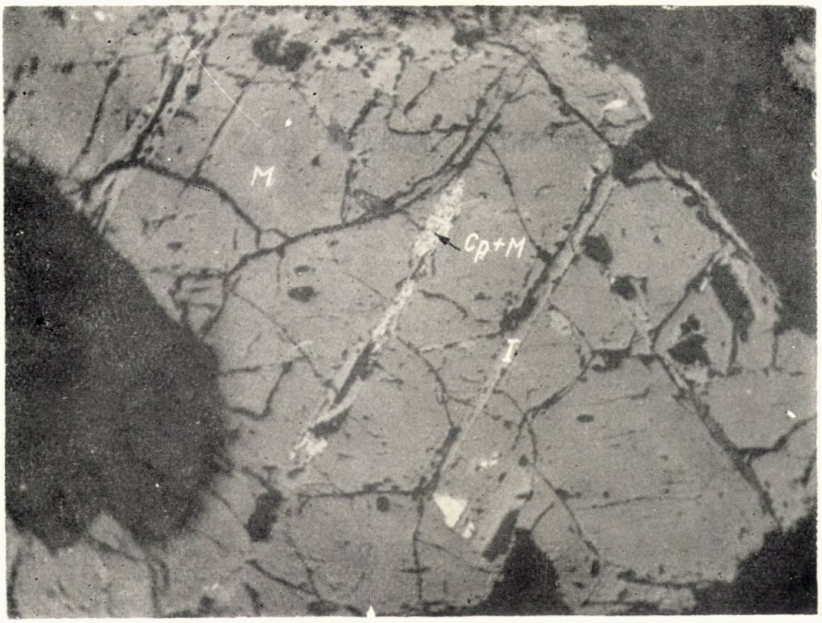


Fig. 5. — Grăunţi de magnetit (*M*) cu incluziuni lamelare orientate şi granule de ilmenit (*I*). Unele lamele de ilmenit conţin grăunţi de calcopirită (*Cp*) cu incluziuni punctiforme de magnetit (150 ×).

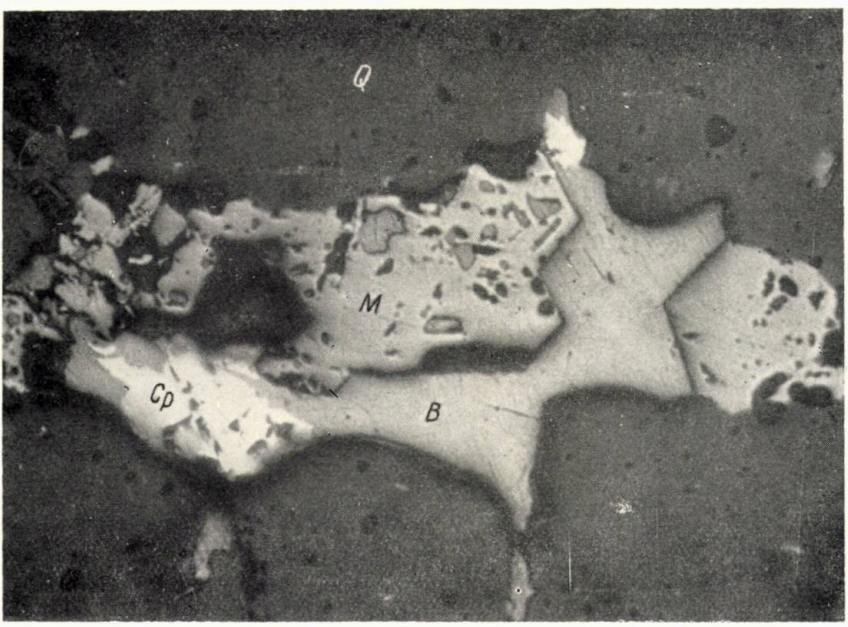


Fig. 6. — Magnetit (*M*) cu bornit (*B*) şi cu calcopirită (*Cp*) în cuarţ (*Q*). Se observă că grăunţii de magnetit prezintă contururi cristalografice la contactul cu bornitul şi neregulate la contactul cu cuarţul; conţin de asemenea incluziuni de bornit. Negru = goluri (220 ×).

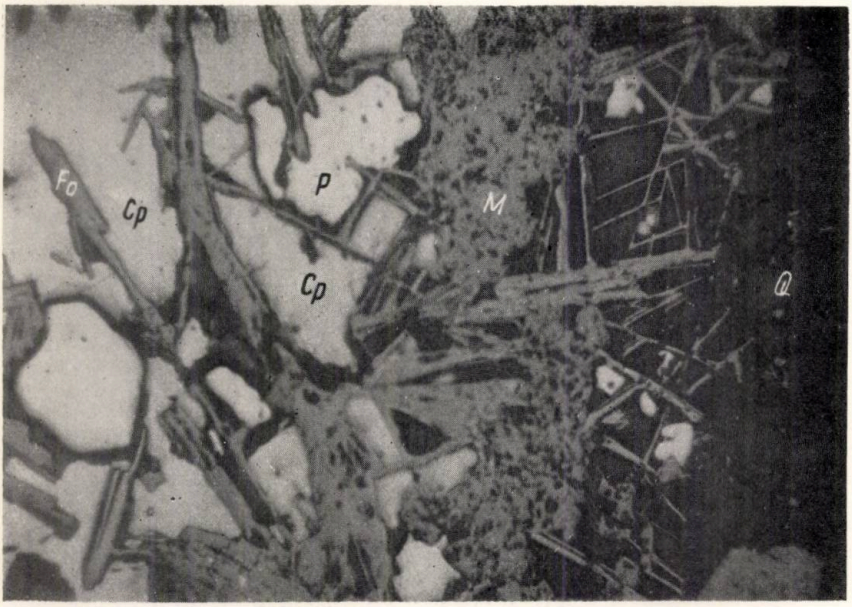


Fig. 7. — Fier oligist (*Fo*) în agregate de cristale aciculare în asociaţie cu magnetit (*M*) şi cu cuarţ (*Q*). Pirita (*P*) şi calcopirita (*Cp*) ocupă spaţiile dintre cristalele de fier oligist (120 ×).

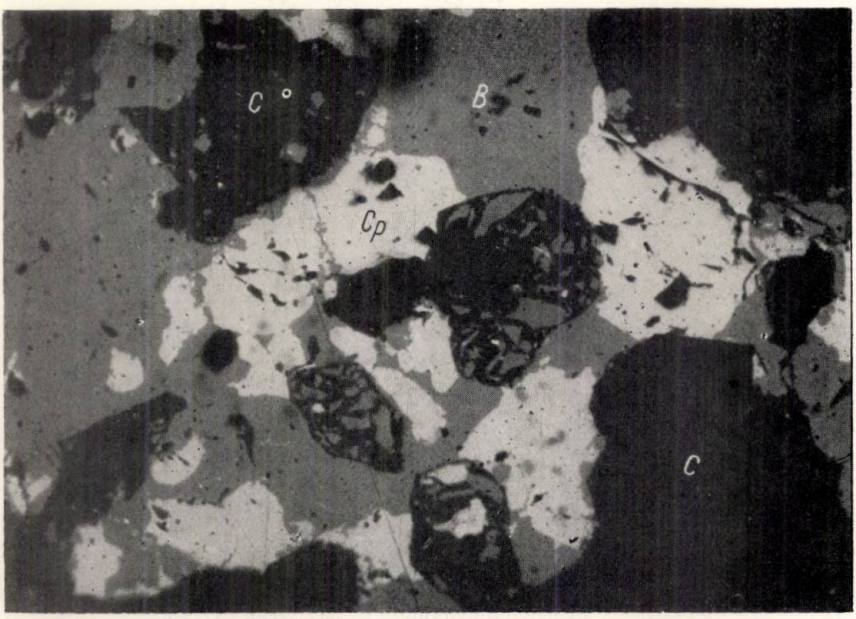


Fig. 8. — Carbonaţi (*C*) care înconjură, pătrund şi formează incluziuni în asociaţia bornit (*B*) şi calcopirită (*Cp*); incluziunile de calcit conţin sfărîmături de bornit şi mai rar calcopirită (100 ×).

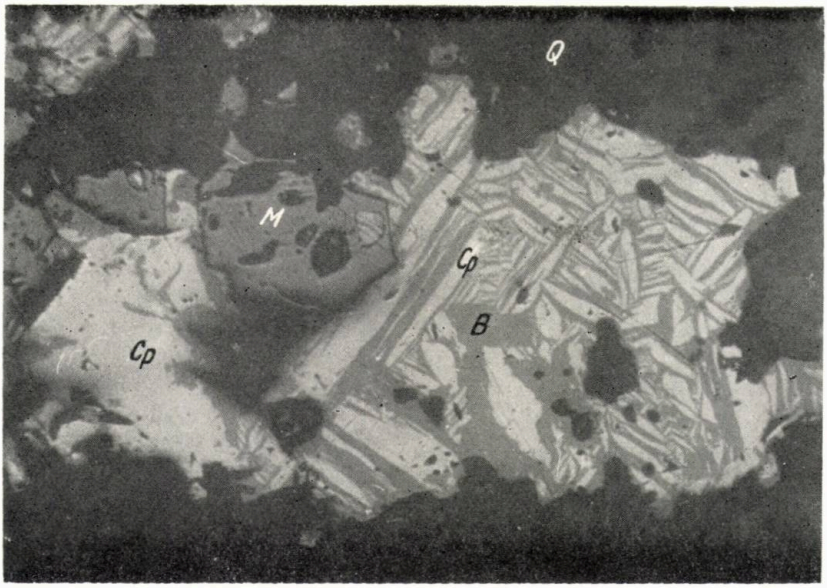


Fig. 9. — Concreştere orientată de calcopirită (*Cp*) şi bornit (*B*) cu grăunţi idiomorfi de magnetit (*M*). Negru = cuarţ (280 ×).

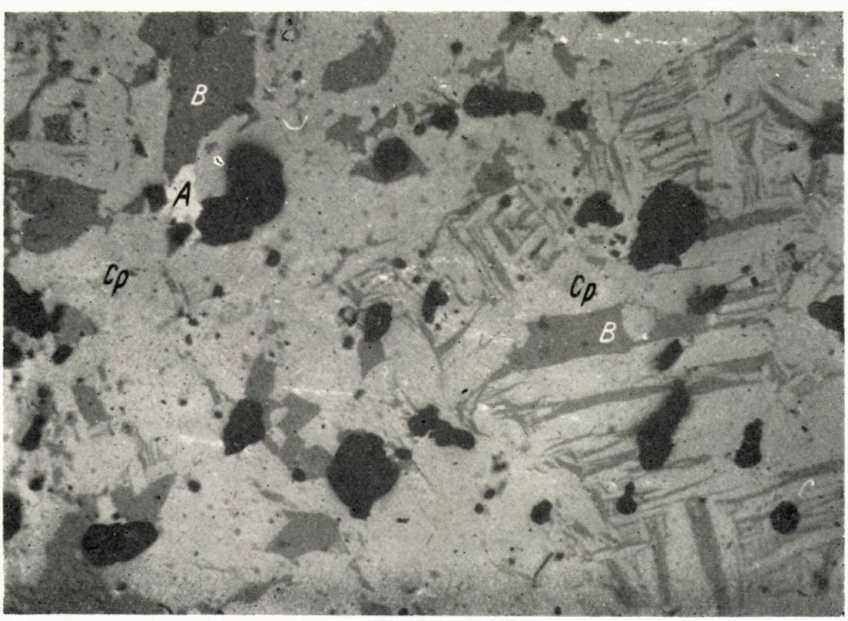


Fig. 10. — Calcopirită (*Cp*) cu bornit (*B*) în concreşteri orientate şi neorientate. *A* = Aur; negru = goluri (140 ×).

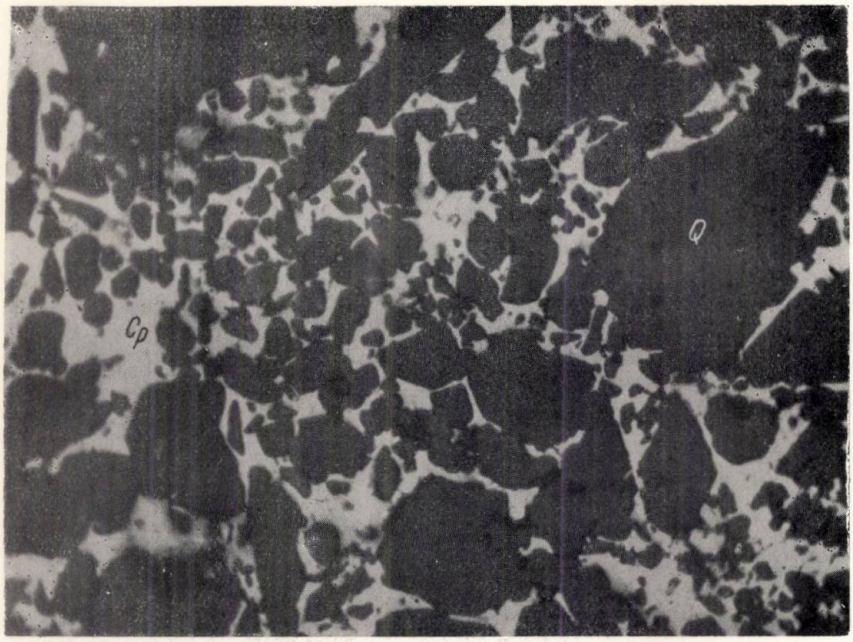


Fig. 11. — Calcopirită (*Cp*) depusă între grăunţii de cuarţ pe care-i cimentează (100 ×).

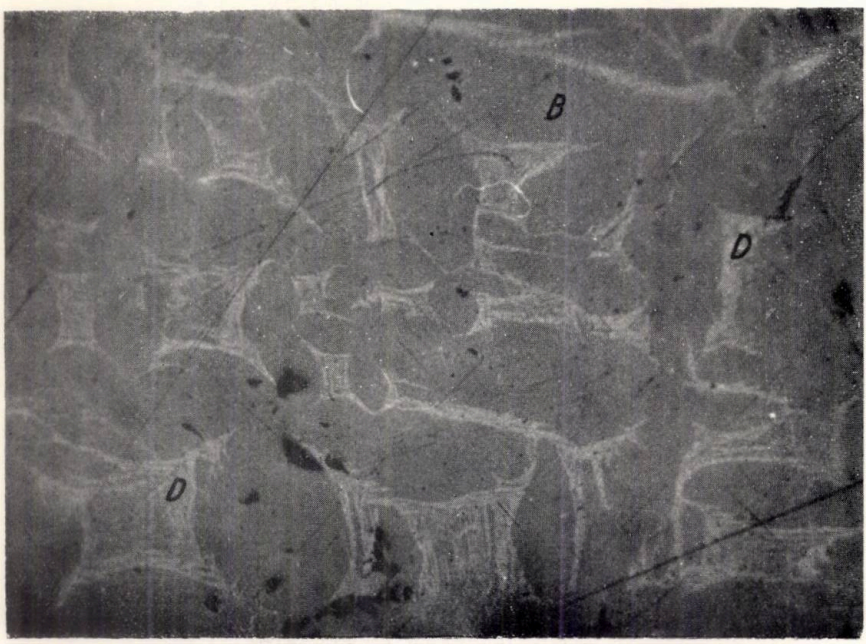


Fig. 12. — Exsoluţii orientate de digenit (*D*) formînd suprafeţe curbate caracteristice în bornit (*B*) (160 ×).

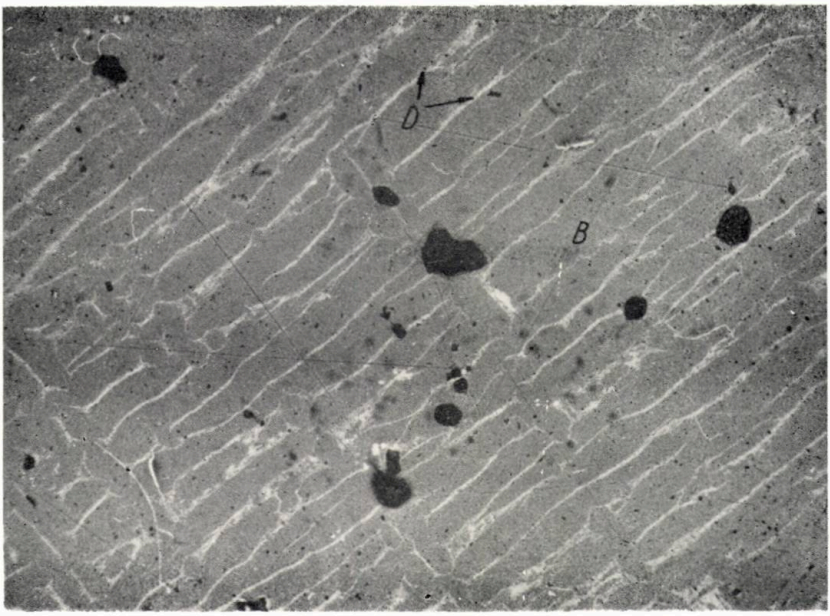


Fig. 13. — Bornit (*B*) cu exsoluţii filiforme de digenit (*D*) orientate după două direcţii rectangulare, dintre care una este mai bine dezvoltată (100 ×).

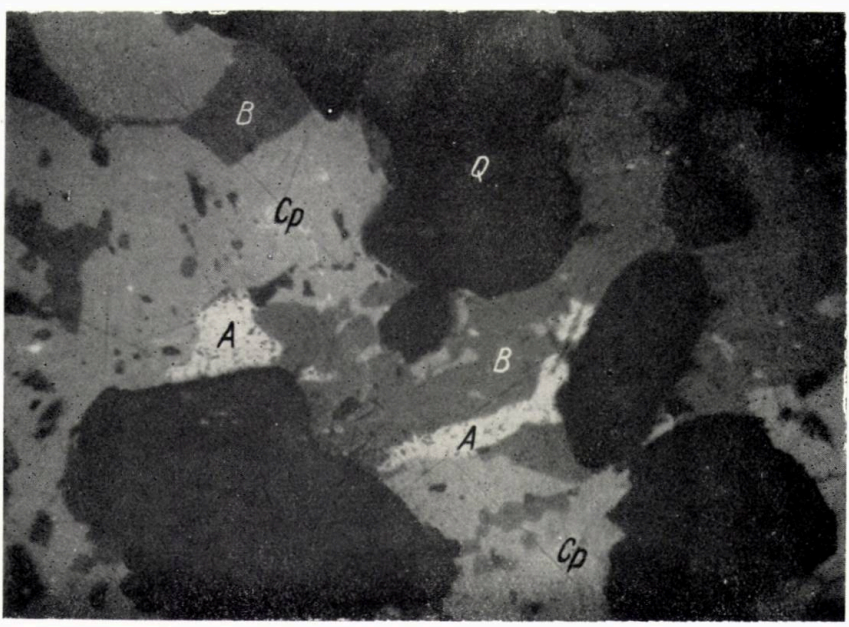


Fig. 14. — Bornit (*B*) înlocuit parţial de calcopirită (*Cp*). Grăunţi de aur (*A*) incluşi parţial în sulfurile cuprifere, parţial la contact cu grăunţi de cuarţ (*Q*) (490 ×).

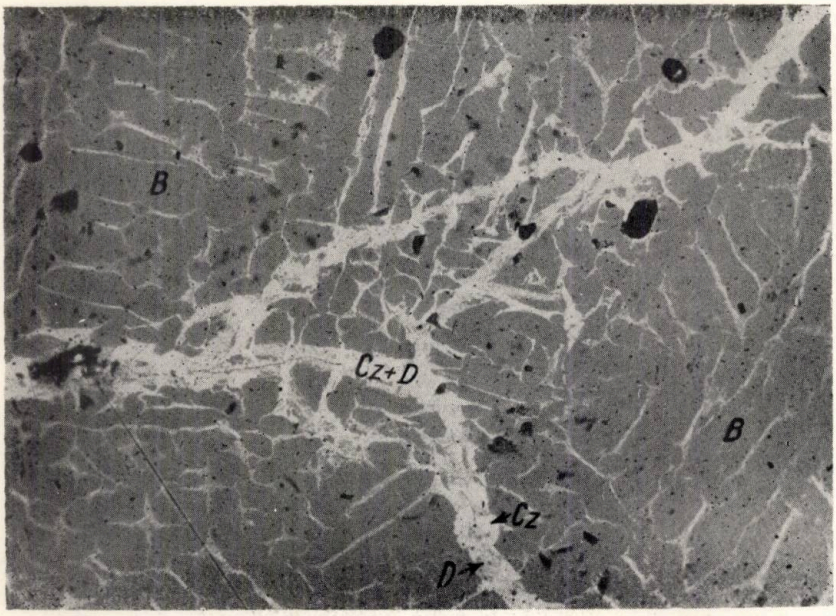


Fig. 15. — Bornit (*B*) cu exsoluţii orientate şi neorientate de digenit (*D*) şi calcozină (*Cz*) (80 ×).

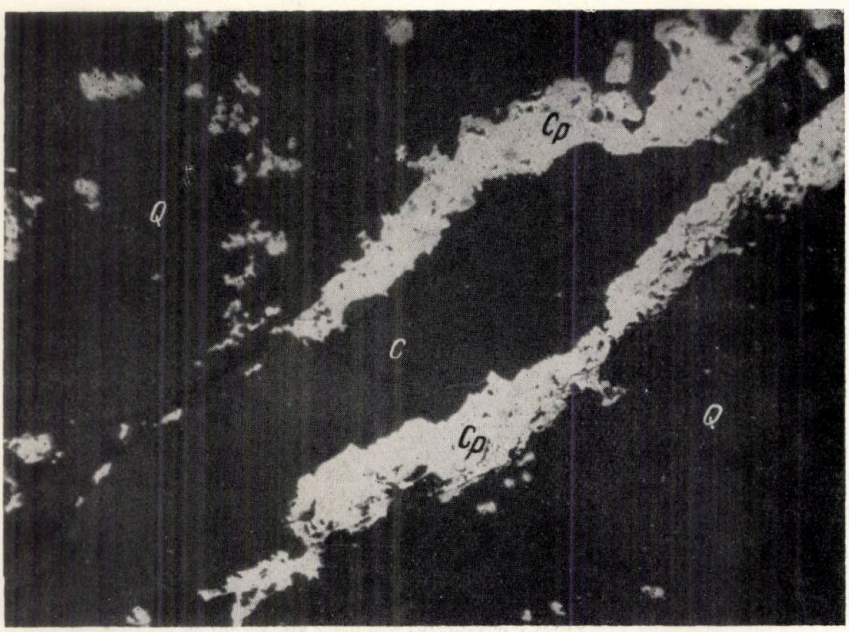


Fig. 16. — Filonaş de calcit (*C*) şi de calcopirită (*Cp*) traversînd cuarţul (*Q*) (100 ×).

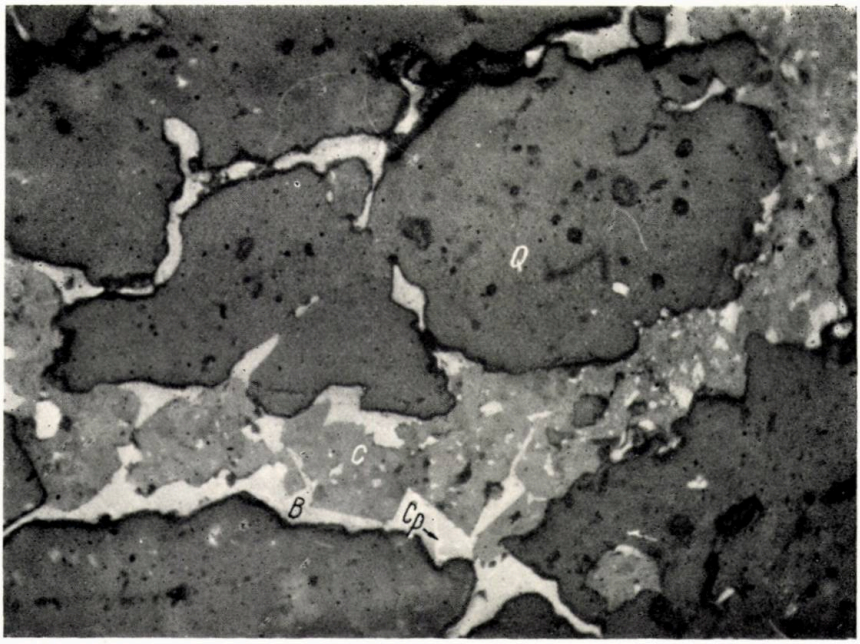


Fig. 17. — Cuarţ (*Q*) înlocuit de bornit (*B*) şi calcopirită (*Cp*) şi de filonaşe de calcit (*C*) cu grăunţi mici de bornit (*B*) (100 ×).

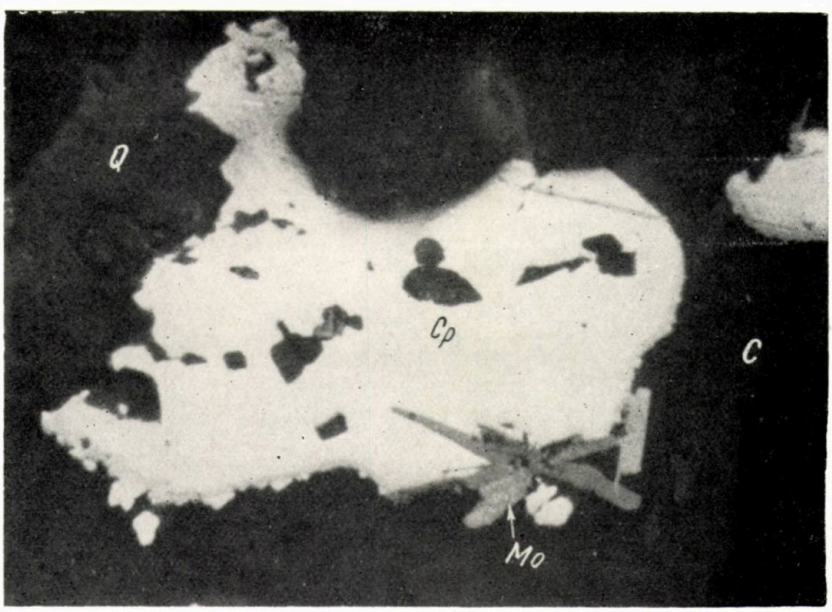


Fig. 18. — Molibdenit (*Mo*) în cristale alungite localizat parţial în calcit (*C*) şi parţial în calcopirită (*Cp*) (260 ×).

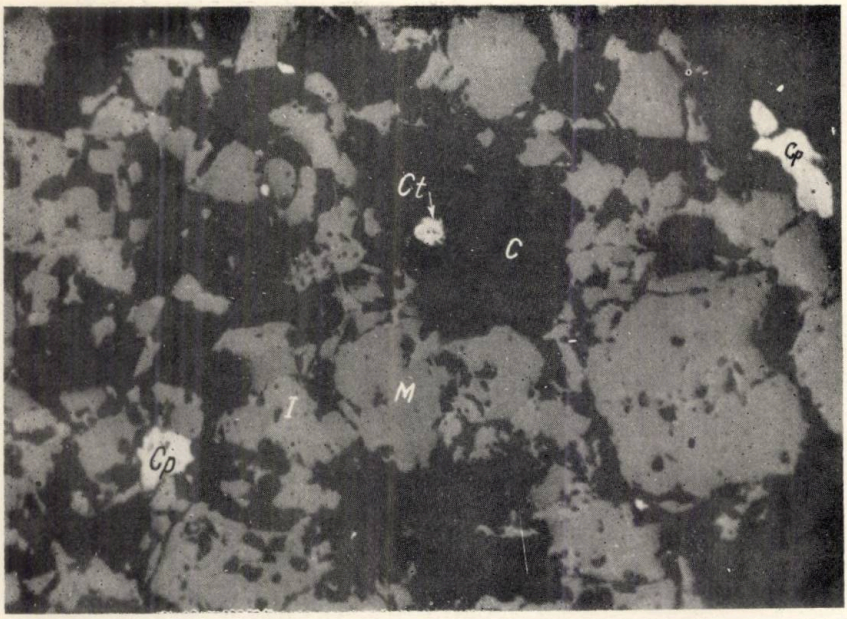
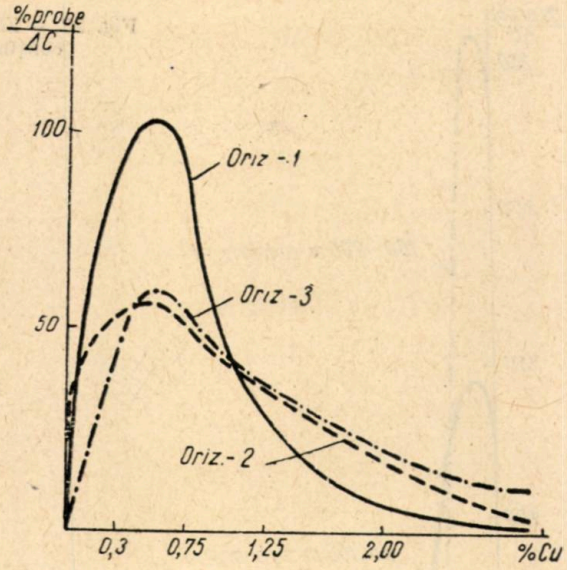


Fig. 19. — Clausthalit (*Cl*) ca grăunți izolați în carbonați (*C*); magnetit (*M*) asociat cu ilmenit (*I*) și puțină calcopirită (*Cp*) (100 ×).

Fig. 20. — Grăunte filiform de clausthalit (*Cl*) localizat într-o fisură din rocă (cenușiu-închis). *M* = magnetit (200 ×).

Fig. 21. — Zăcămîntul de la Deva. Histogramele conținuturilor în cupru pe orizonturi.



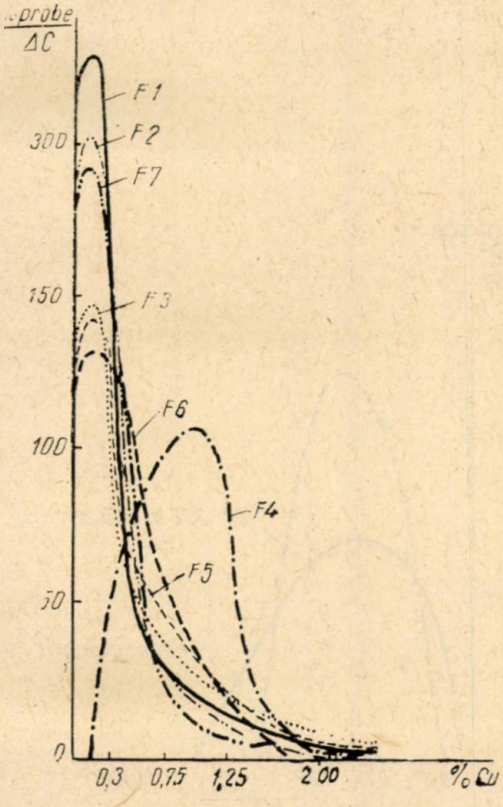


Fig. 22. — Zăcămîntul de la Deva. Histogramele conținuturilor în cupru în lucrări de explorare prin foraje.

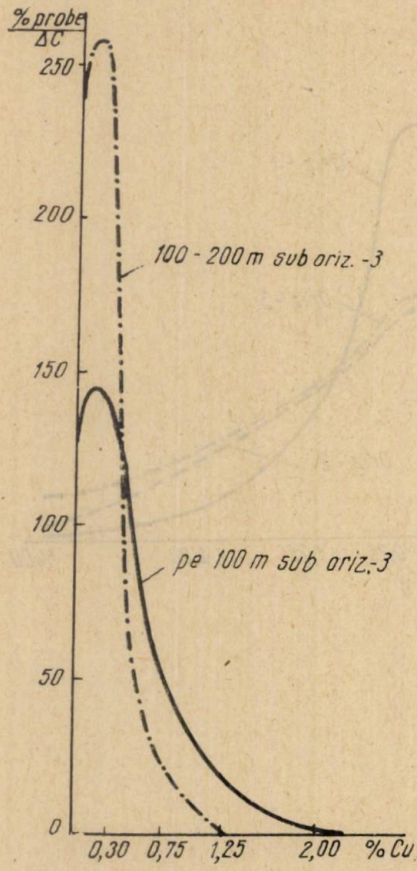


Fig. 23. — Zăcămîntul de la Deva. Histogramele conţinuturilor în cupru. Forajul 1.

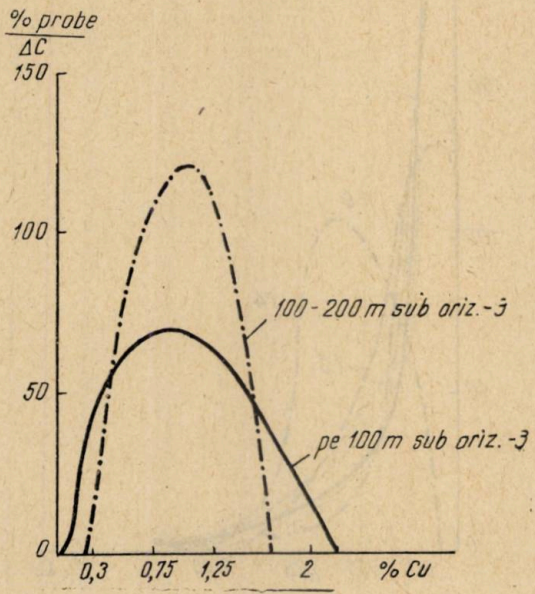


Fig. 24.—Zăcămîntul de la Deva. Histogramele conţinuturilor în cupru. Forajul 2.

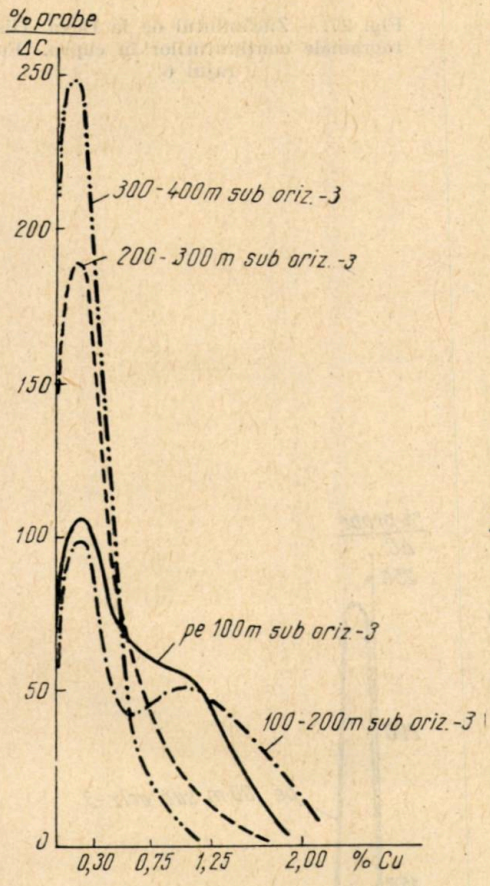


Fig. 25. — Zăcămîntul de la Deva. Histogramele conţinuturilor în cupru. Forajul 3.

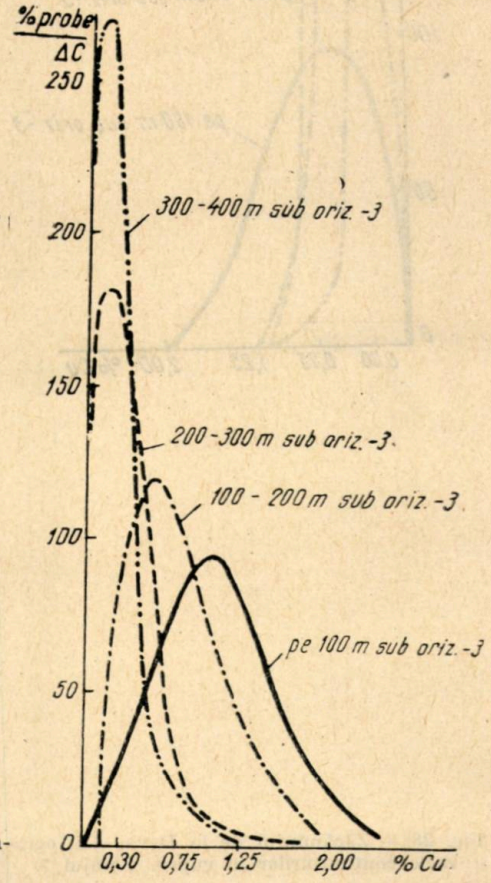


Fig. 26. — Zăcămîntul de la Deva. Histogramele conţinuturilor în cupru. Forajul 5.

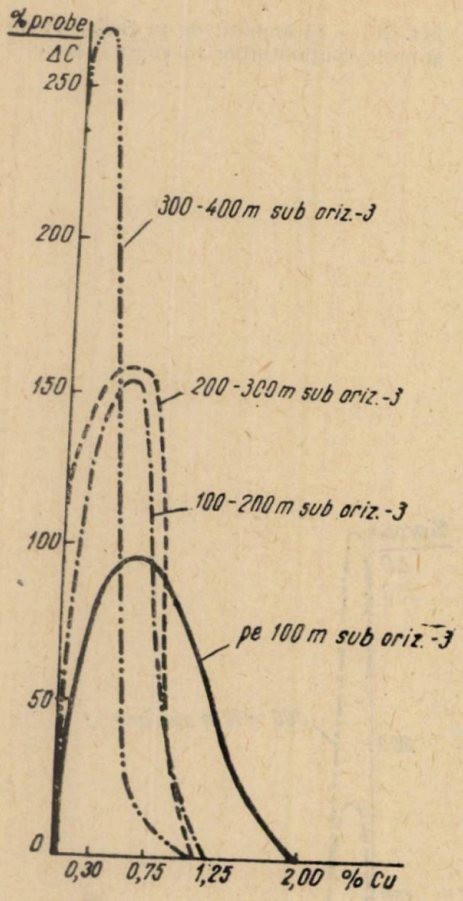


Fig. 27. — Zăcămîntul de la Deva. Histogramele conţinuturilor în cupru. Forajul 6.

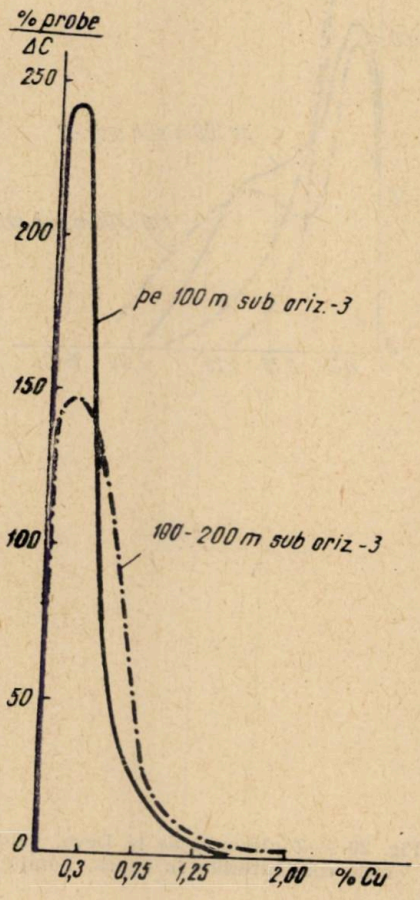


Fig. 28. — Zăcămîntul de la Deva. Histogramele conţinuturilor în cupru. Forajul 7.

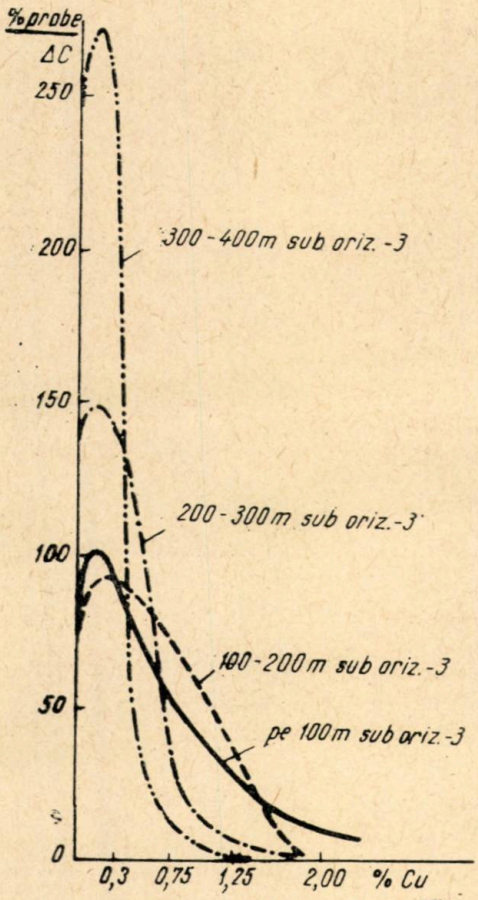


Fig. 29. — Zăcămîntul de la Deva. Histogramele conținuturilor în cupru pe 400 m sub orizontul —3.

STUDII RADIOSTRATIGRAFICE ÎN CRISTALINUL CARPAȚILOR ORIENTALI *

DE

VIRGIL IANOVICI
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.
și GEORGE PITULEA

55 (05)

În lucrare se arată că studiul radiometric corelat cu studiul stratigrafic și cu cel structural al cristalinului Munților Maramureșului, Bistriței și Rodnei a demonstrat posibilitatea de a se separa complexe, orizonturi și nivele reper, pe baza radioactivității lor caracteristice, precum și posibilitatea de a se identifica sisteme de fracturi unde valorile radioactivității sînt mai importante. Se prezintă metoda de lucru care este folosită pentru prima dată în țara noastră, recomandîndu-se totodată a fi utilizată pe scară largă.

Importanța și eficiența metodei stratigrafice și microstructurale în studiul formațiunilor cristalofiliene este incontestabilă. În ultimii ani, au fost executate studii numeroase din acest punct de vedere în diferite unități cristaline din Carpații Meridionali [1] și din Carpații Orientali [2]. Prin lucrările executate s-a reușit orizontarea formațiunilor cristalofiliene (mai ales epimetamorfice), stabilindu-se complexe, orizonturi și nivele caracteristice.

---

* Lucrare publicată și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **10**, *1* (în limba franceză).

[1] I. Bercia, E. Bercia și C. Chivu, *Cercetări microtectonice în zona centrală a Masivului Poiana Ruscăi (regiunea Ruda — Poiana Crivinei)*, Comunicare prezentată în ședința Inst. geol., 1960.

O. Maier, H. Kräutner, F. Kräutner, G. Mureșan și M. Mureșan, *Stratigrafia și structura șisturilor epimetamorfice între Teliuc — Vadul-Dobrei (Poiana Ruscăi)*, Comunicare prezentată în ședința Inst. geol., 1960.

[2] D. Constantinof, N. Bîră, V. Puiu, Al. Manea, M. Puiu și L. Dlujnevski, *Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în sectorul Panaci — Crucea — Ostra*, Arh. Com. geol., 1960.

M. Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner și M. Mureșan, *Cercetări stratigrafice și structurale în cristalinul Bistriței (reg. Bărnărel — Holdița)*, Comunicare prezentată în ședința Inst. geol., 1963.

Pornind de la faptul cunoscut că fiecare complex reprezintă o asociaţie naturală şi caracteristică de roci în pachete suprapuse, care reprezintă o anumită etapă în evoluţia litologică, magmatică şi orogenică a unui bazin de sedimentare — de unde rezultă o diversitate de condiţii de care depinde diversitatea complexelor stabilite —, am iniţiat, în vara anului 1964, un studiu radiometric al părţii de nord a cristalinului Carpaţilor Orientali, cu scopul de a urmări, dacă fiecare complex în parte, respectiv orizont şi nivel, se comportă diferit din punct de vedere radioactiv.

Rezultatele obţinute au confirmat previziunile noastre. Astfel, s-a obţinut o suită de valori distincte care caracterizează, fiecare în parte, un complex, orizont sau nivel reper ; comparativ, s-au putut stabili gradul de aciditate, respectiv bazicitate a ortoşisturilor întîlnite, natura diferitor şisturi cloritoase — dacă sînt orto- sau paraşisturi (prin analogie s-ar putea determina şi natura diferitor amfibolite) ; s-a putut trasa pe teren aproape cu precizie limita dintre complexe, respectiv orizonturi şi nivele — chiar acolo unde lipsesc aflorimente pe distanţe mai mari — pe baza fragmentelor, lucru greu de realizat numai cu ajutorul studiilor stratigrafice ; se pot identifica sisteme de fracturi şi fisuri, unde manifestaţiile radioactive sînt preponderente, ceea ce poate duce în ultimă instanţă la posibilitatea alcătuirii unei hărţi structurale a regiunii cercetate pentru o anumită epocă tectonică.

Corelarea studiului radiometric cu cel stratigrafic a confirmat justeţea stabilirii complexelor, orizonturilor şi nivelelor reper în cristalinul epimetamorfic al Carpaţilor Orientali.

Importanţa economică a acestei metode de cercetare constă în faptul că, stabilindu-se existenţa unui complex cu acumulări stratiforme de substanţe minerale utile (carbonaţi şi silicaţi de mangan, carbonaţi de fier, sulfuri complexe), acesta poate fi urmărit cu mai multă uşurinţă pe baza radioactivităţii sale caracteristice.

Lucrările noastre au avut un caracter de experimentare, efectuîndu-se profile transversale majore în formaţiunile cristalofiliene din partea de nord a Carpaţilor Orientali pe toată lăţimea lor. Pentru măsurători am folosit un radiometru cu trei contoare Geiger-Müller tip PGR.

METODA DE LUCRU

Pe teren, după ce se face descrierea aflorimentului şi se efectuează măsurarea tuturor elementelor microtectonice (şistozitatea de stratificaţie şi de clivaj, liniaţii, axe B, tipuri de flanc etc.), se măsoară cu ajutorul

(continuarea notei 2 de la p. 107).

G. Pitulea, *Studiul stratigrafic şi structural al cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea — Ostra. Carpaţii Orientali*, Comunicare prezentată în şedinţa Inst. geol., 1964.

G. Pitulea, *Consideraţiuni asupra stratigrafiei formaţiunilor cristalofiliene şi a mineralizaţiilor din reg. Pojorîta — Giumalău — Rarău*, Comunicare prezentată în şedinţa Inst. geol., 1965.

C. Ionescu, *Cercetări petrografice, stratonomice şi structurale în cristalinul Munţilor Bistriţei (reg. izvoarelor Ţibăului — Coşna)*, Comunicare prezentată în şedinţa Inst. geol., 1964.

I. Rădulescu, L. Rădulescu şi I. Teuca, *Cercetări stratonomice şi structurale în regiunea Pojorîta — Fundul-Moldovei — Breaza*, Raport, Arh. Com. geol., 1964.

radiometrului — de preferință cît mai sensibil — radioactivitatea rocii respective. Operația se repetă pentru fiecare afloriment, iar acolo unde nu sînt aflorimente se măsoară radioactivitatea fragmentelor. La fiecare afloriment se fac mai multe măsurători, astfel încît să fie acoperită — dacă este posibil — toată suprafața lui. La toate aflorimentele cu tipuri de roci care aparțin aceluiași complex, am obținut, în linii mari, valori asemănătoare, valori care caracterizează complexul respectiv. În cadrul aceluiași complex am obținut, pentru orizonturile și nivelele reper, valori net diferite (fie mai mari, fie mai mici), care ne-au permis trasarea de limite pe hartă și în coloana stratigrafică.

După construirea profilelor itinerariilor parcurse, se suprapun și rezultatele măsurătorilor radiometrice, în felul următor : se trasează la partea superioară a profilului două coordonate rectangulare. Pe abscisă se trec punctele măsurate — distanțele dintre ele reducîndu-se la scara profilului —, iar pe ordonată valoarea măsurătorilor. Precizăm că pentru fiecare afloriment se trece constant fie o valoare medie, fie valoarea maximă sau minimă, principiul trebuind să fie respectat cu stricteţe. Se obține astfel o imagine grafică (radiogramă) a valorilor intensității radioactivității, caracteristică fiecărui complex, respectiv orizont și nivel separat pe profil.

Cercetările noastre, care s-au desfășurat în Munții Maramureșului, Rodnei și Bistriței, alcătuiți din formațiuni mezo- și epimetamorfice, au dus la următoarele concluzii :

În seria mezometamorfică, gnaisele oculare, rubanate și gnaisele fine leucocrate au valori mai mari decît paragnaisele și micașisturile de toate tipurile (o dată și jumătate pînă la dublă). În general, micașisturile simple sînt mai radioactive decît paragnaisele, ambele avînd valori mai mici însă decît micașisturile cu granați. Amfibolitele se separă net de restul șisturilor mezometamorfice prin valorile scăzute care le caracterizează. Aici remarcăm faptul că unele amfibolite au valori ceva mai mici, legate probabil de natura lor premetamorfică. Aceasta ne-a condus la ideea că, efectuînd măsurători cu un aparat mult mai sensibil (radiometru pe bază de scintilație), s-ar putea separa paramfibolitele de ortoamfibolite, dîndu-ne astfel posibilitatea ca — încă din faza de teren a cercetărilor geologice — să putem trage concluzii asupra evoluției litologice, magmatice și tectonice a regiunii studiate, scutindu-ne totodată de eforturi suplimentare prin eliminarea studiului microscopic. Calcarele cristaline au valorile cele mai mici, în general chiar mai mici decît rocile filoniene bazice care străbat frecvent formațiunile mezometamorfice. Șisturile clorito-muscovitice retromorfe, larg dezvoltate în regiunile cercetate, au valori similare micașisturilor și paragnaiselor, ceea ce confirmă apartenența lor la seria mezometamorfică (fig. 1).

Ca o constatare foarte interesantă, semnalăm faptul că, în general, valorile intensității radioactivității seriei mezometamorfice a Masivului Rodnei, în special din versantul său sudic, sînt mai mici decît cele ale seriilor similare din Munții Maramureșului și Bistriței. Totodată semnalăm faptul că, în cadrul aceluiași complex sau tip de roci, apar uneori valori mai mari, legate însă, frecvent, de accidente tectonice.

Seria epimetamorfică ne-a furnizat date interesante, care s-au confirmat apoi şi în seria mezometamorfică. Această serie este formată dintr-un complex terigen inferior alcătuit din şisturi sericito-grafitoase, şisturi sericito-cloritoase ± cuarţitice, cuarţite negre grafitoase şi manganifere, calcare cristaline şi şisturi clorito-calcaroase, un complex vulcanogen acid alcătuit din roci albe porfirogene, hälleflinta, şisturi tufogene şi tufitogene acide, şisturi sericito-cloritoase ± porfiroblaste de albit, şisturi grafitoase, calcare cristaline (numai în regiunea Cîrlibaba—Ciocăneşti), şisturi tufogene şi tufitogene bazice, şisturi sericito-cuarţitice limonitizate ± piritizate şi un complex terigen superior alcătuit din şisturi sericito-cuarţitice, şisturi sericito-cloritoase, şisturi cuarţitice sericitoase, cuarţite negre grafitoase şi — cu totul sporadic — şisturi tufitogene bazice.

Studiul stratigrafic al cristalinului, mai întîi din regiunea Bărnărel—Holdiţa [3], apoi Ostra — Gemenea şi Pojorîta — Giumalău [4], a condus la stabilirea unei coloane stratigrafice a cristalinului epimetamorfic, care, în linii generale, se confirmă spre nord pînă în regiunea Pop Ivan — Polonica. Menţionăm totuşi că, din coloana stratigrafică stabilită în regiunea Bărnărel — Holdiţa pentru această serie nu am întîlnit complexul şisturilor sericitoase cu intercalaţii de şisturi blastopsefitice din baza ei în regiunile cercetate de noi, seria epimetamorfică începînd direct cu complexul terigen inferior.

Suprapunînd peste coloana stratigrafică stabilită rezultatele obţinute radiometric, rezultă următoarea coloană radiostratigrafică a cristalinului epimetamorfic din Carpaţii Orientali (fig. 2). Urmărind această coloană, se constată că valorile complexului terigen inferior sînt cele mai mici, în interiorul lui ieşind în evidenţă, prin valorile şi mai scăzute, cuarţitele negre, calcarele şi şisturile calcaroase.

Valoarea radioactivităţii creşte brusc, imediat cum trecem în complexul vulcanogen acid. Aici se evidenţiază mai multe minime şi maxime. Astfel apar patru minime, dintre care două sînt caracteristice nivelelor de şisturi tufitogene bazice, al treilea marchează un nivel de calcare cristaline, iar ultimul mai puţin accentuat, caracterizează un nivel — în general lentiliform — de şisturi grafitoase. Menţionăm că în multe zone din regiunile cercetate şisturile grafitoase au valori foarte apropiate de valorile caracteristice acestui complex. Această variaţie a valorii radioactivităţii şisturilor grafitoase este în funcţie de variaţia cantităţii de substanţă cărbunoasă care participă la alcătuirea lor şi care, după cum se ştie, este o receptoare avidă de uraniu (2). Cele două maxime ale căror valori sînt aproape duble faţă de valoarea medie a radioactivităţii complexului caracterizează cele două orizonturi de roci porfirogene separate de majoritatea cercetătorilor în Carpaţii Orientali. Menţionăm aici că orizontul superior de roci porfirogene are valori ceva mai mari decît al aceloraşi roci din orizontul inferior (fig. 3, 4 şi 5).

Complexul terigen superior se întîlneşte mai rar, el fiind în general îndepărtat prin eroziune. Valorile radioactivităţii sale caracteristice sînt

[3] M. Codarcea şi colab., *Op. cit.*, p. 107.
[4] G. Pitulea, *Op. cit.*, p. 108.

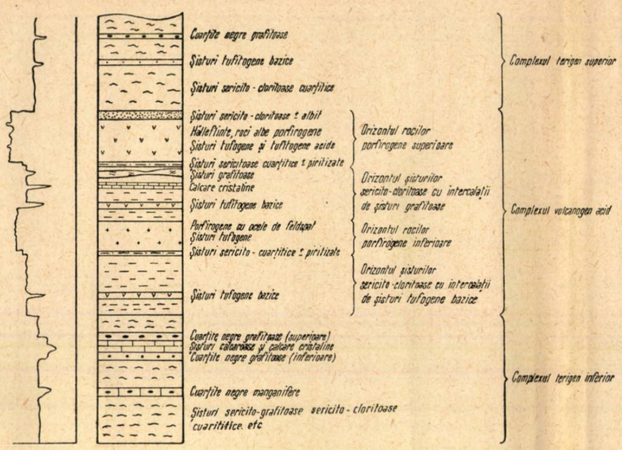
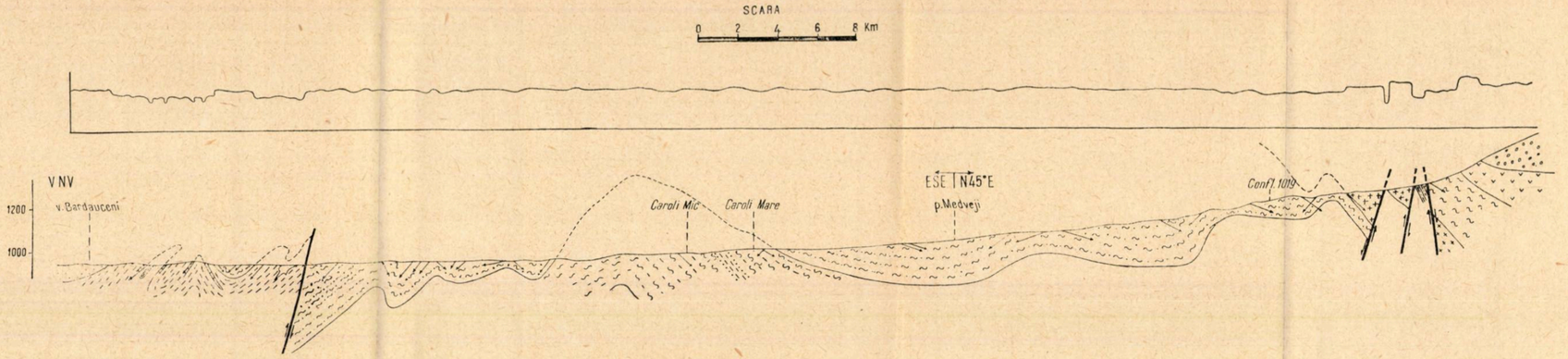


Fig. 2. — Coloana radiostratigrafică în cristalinul epimetamorfic din Carpații Orientali.

PROFILUL VĂII BARDI (MARAMUREȘ)



LEGENDA

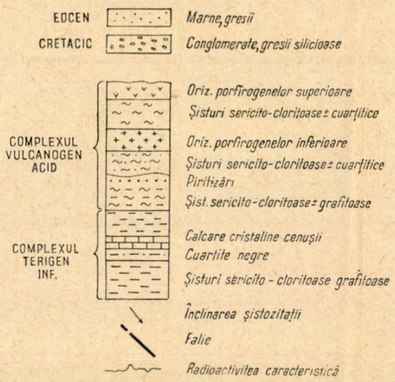
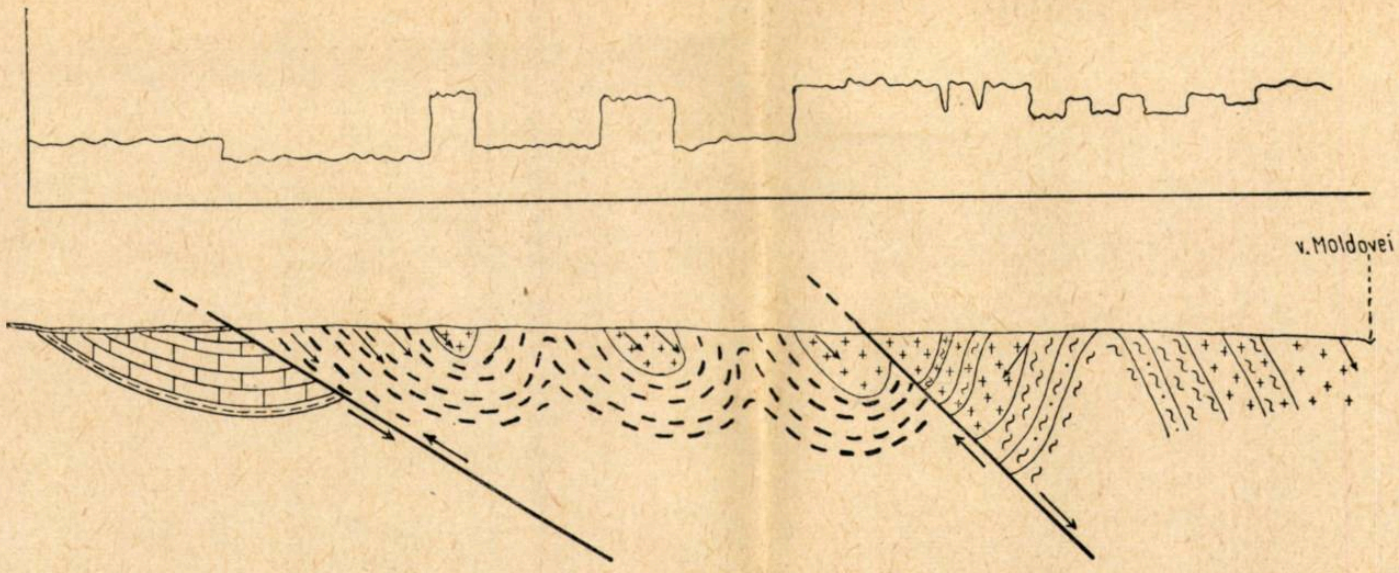


Fig. 3



LEGENDA

Aluviuni

~ Werfenian sup. - Anisian — Calcare dolomitice cu concentrații de sideroză

Complexul vulcanogen acid (orizontul rocilor porfirogene inferioare)

- Șisturi tufitogene acide
- Porfirogene
- Șisturi sericito-cloritoase
- Șisturi sericito-cloritoase cu porfiroblaste de albit

Complexul terigen inf. — Șisturi sericito-grafitoase cu intercalații de cuarțite rubanate

Înclinarea șistuozității

Falie

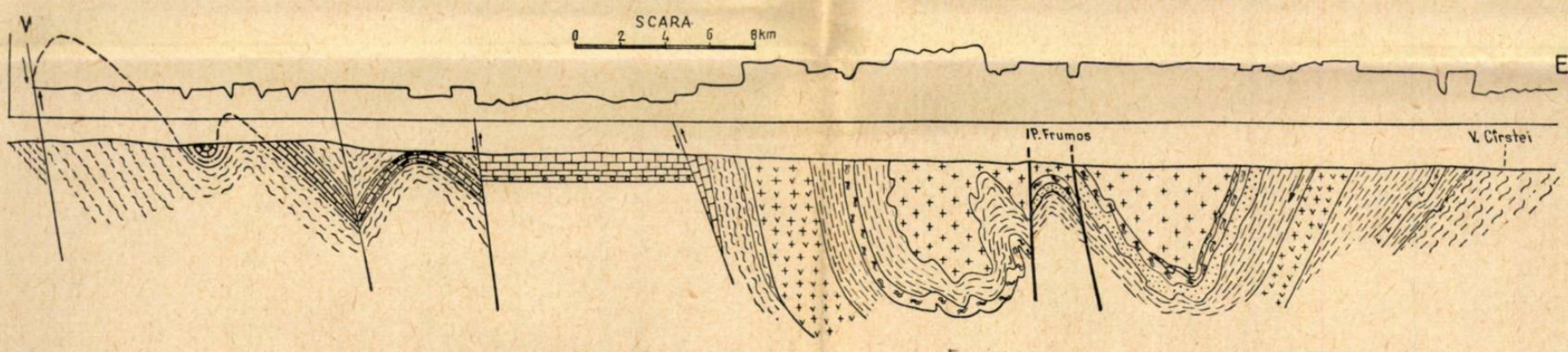
Radioactivitatea caracteristică

PROFILUL V. DELNIȚA (PARȚIAL) REG. F. MOLDOVEI

0 200 400 600 m

Fig. 4

PROFILUL VĂII PUTNA (Parțial) REG. CÎMPULUNG-MOLDOVENESC



LEGENDA

WERF. SUP.-ANIS, WERF. INFERIOR
- Dolomite, calcare, calcare dolomitice
- Conglomerate și gresii cuarțoase

COMPLEXUL VULCANOGEN ACID
- Heleflinte, roci albe porfirogene, șisturi tufogene și tufitogene acide } Oriz. porfirogenelor superioare
- Șisturi sericitoase cuarțitice ± piritã
- Șisturi grafito-sericitice
- Șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit } Oriz. șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de șisturi grafitoase
- Șisturi sericito-cloritoase ± cuarțitice
- Porfirogene cu ocele de feldspat
- Șisturi sericitoase cuarțitice limonizate ± piritã } Oriz. porfirogenelor inferioare
- Șisturi verzi tufogene bazice

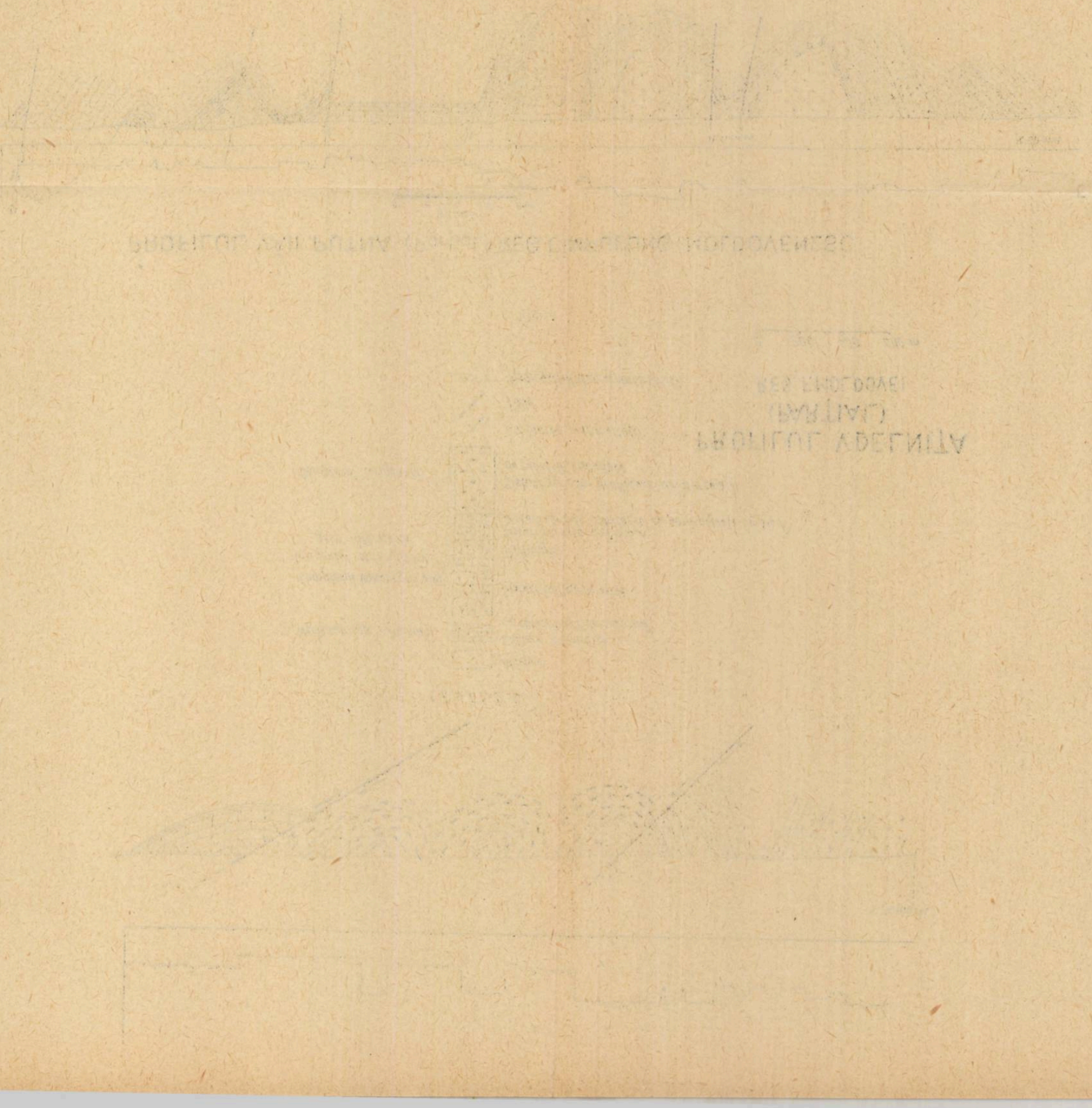
COMPLEXUL TERIGEN INF.
- Cuarțite negre grafitoase (sup.)
- Șisturi calcaroase, calcare cristaline
- Cuarțite negre grafitoase (inf.)
- Șisturi sericito-grafitoase, șisturi cuarțitice ± cloritoase etc.

Înclinarea șistuozitãții

Falie

Radioactivitatea caracteristicã

Fig. 5



ceva mai mici decît ale complexului vulcanogen acid, evidenţiindu-se şi aici două minime, care marchează un nivel subţire şi discontinuu de şisturi tufitogene bazice şi un nivel de cuarţite negre.

Această metodă de cercetare îşi găseşte, fără îndoială, o largă aplicabilitate şi în studiul depozitelor sedimentare şi eruptive. Determinînd natura radioactivităţii diferitor depozite sedimentare şi făcînd paralelizări cu datele pe care le oferă formaţiunile cristalofiliene şi eruptive vechi, vom şti din ce direcţie a fost transportat preponderent materialul terigen, putînd face totodată consideraţii paleogeografice (4).

În ceea ce priveşte aplicarea acestei metode în studiul eruptivului, ea poate da rezultate extrem de interesante. Desigur, delimitarea unui corp eruptiv nu constituie o problemă, dar delimitarea diferitelor lui cicluri tectono-magmatice pune adesea probleme greu de rezolvat. Studiind repartiţia radioactivităţii într-un masiv eruptiv, se pot trage concluzii foarte utile, întrucît aceasta reflectă într-o oarecare măsură evoluţia ciclurilor lui tectono-magmatice (5).

Metoda de cartare radiometrică pe care am expus-o (ridicare gama-pedestră) este la îndemîna oricui, fiind foarte comodă şi ieftină, spre deosebire de ridicările de emanaţie, auto-gama, aero-gama şi gama-carotaj, care necesită aparataj complicat şi personal multiplu.

În lucrarea de faţă, nu avem intenţia de a dezvolta pe larg avantajele şi posibilităţile pe care le oferă această metodă. Ne-am limitat numai a arăta unele rezultate şi concluzii parţiale care ni s-au impus cu ocazia cercetărilor noastre din vara anului 1964, mai ales că acest mod de a aborda problema nu a mai fost folosit niciodată la noi. Pe măsură ce lucrările noastre vor continua, prin noul material colectat vom putea trage concluzii mai generale. Noi nu am intenţionat decît a supune atenţiei cercetătorilor în domeniul geologiei această metodă de cercetare, cu dorinţa de a găsi un ecou favorabil.

În ceea ce priveşte folosirea acestei metode în alte ţări, nu am găsit referiri în bibliografia cercetată. Singurele informaţii care ne-au stat la dispoziţie se referă la folosirea radiometriei în studierea formaţiunilor cristalofiliene în zone restrînse din U.R.S.S. (R. S. S. Ucraineană, Uralul de nord şi polar, Caucaz) (5).

Din cele expuse, se impune ca această metodă să fie folosită şi la noi în studiul depozitelor sedimentare, eruptive şi cristalofiliene.

BIBLIOGRAFIE

1. Bercia I. şi Bercia E., *Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar — Teliuc (Munţii Poiana Ruscă)*, Dări de seamă Inst. geol., 1964, **XLIX**, *1*.

2. Berger I. A. a. Deul M., *The organic geochemistry of uranium*, Proceeding of the international conference on the peaceful uses of atomic energy, Geology of uranium and thorium, United Natţton, New York, 1956, **VI**.

3. Maier O., Mureşan G. şi Mureşan M., *Structura geologică a regiunii Teliuc — Ghelar (zona centrală a Masivului Poiana Ruscă)*, Dări de seamă Inst. geol., 1964, **XLIX**, *1*.

4. Толстой М. И., *Справник о радиометрическом изучении осадочных пород как метод палеографических исследований*, Разведка и охрана недр., Москва, 1959.

5. Уситинов Е. П., *Применение радиометрических методов для геологического картирования. Методические указания по применению радиометрических методов для поиска и разведки руд нерадиоактивных элементов и геологического картирования*, Государств. научно-техн. издательство литературы по геологии и охране недр., Москва, 1963, *I*.

Comitetul geologic
şi
Întreprinderea de prospecţiuni şi laboratoare.

Primită în redacţie la 1 aprilie 1965.

CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE ÎNTRE OAȘA (MUNȚII SEBEȘULUI) ȘI URDELE (MUNȚII PARÎNGULUI) *

DE

LAZĂR PAVELESCU și MARIA PAVELESCU

55(05)

În lucrarea de față se descriu faciesurile metamorfice ale șisturilor cristaline din domeniul getic și din cel autohton. În șisturile cristaline din domeniul getic se descriu diversele tipuri de paragnaise, micașisturi, amfibolite și gnaise mixte. Se scoate în evidență geneza rocilor și polimetamorfismul lor. În domeniul autohton se descriu șisturile cristaline precambriene și cele paleozoice, insistîndu-se asupra orizontărilor stratigrafice în șisturile cristaline paleozoice și în erupțiile ofiolitice.

Se semnalează pentru prima dată un graben pe valea Lotrului cu șisturi cristaline din domeniul getic.

Regiunea care face obiectul acestei comunicări cuprinde partea de sud a Munților Sebeșului (izvoarele văii Sebeșului), partea vestică a Munților Lotrului și sectorul nord-estic al Munților Parîngului (izvoarele văii Lotrului și Latoriței).

Din punctul de vedere al cercetărilor geologice, regiunea aceasta, mai ales în sectoarele din Munții Lotrului și Parîngului, a fost cercetată de L. Mrazec și G. Murgoci (3), (4), (5), apoi de Șt. Ghika-Budești (1), (2) și de G. Paliuc (7). În ceea ce privește partea sudică a Munților Sebeșului ea figurează cu totul tangențial în lucrarea și harta lui A. Vendl (11) și L. Pavelescu (9).

---

* Lucrare publicată și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **10**, *1* (în limba franceză).

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 10 nr. 1 p. 113–128 ... *București, 1965*

DESCRIEREA GEOLOGICĂ ŞI PETROGRAFICĂ A REGIUNII

La alcătuirea geologică a regiunii cercetate iau parte următoarele unităţi geologice :

A. Pînza getică.
   Fundamentul cristalin.
B. Ofiolitele.
C. Autohtonul.
   a) Şisturile cristaline ale seriei de Tulişa.
   b) Rocile granitoide.
   c) Şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan.

A. PÎNZA GETICĂ

Pînza getică, în regiunea cercetată, este reprezentată numai prin fundamentul său cristalin şi ocupă partea de sud a Munţilor Sebeşului şi partea de nord a Munţilor Lotrului şi Parîngului. În constituţia lui intră : paragnaise cu numeroase intercalaţii de micaşisturi, gnaise mixte, gnaise granitice cu amfiboli, amfibolite, gnaise amfibolice, metadiorite, serpentinite, pegmatite şi cuarţuri.

a) Paragnaisele

În această categorie de şisturi cristaline sînt cuprinse : gnaise micacee, gnaise cuarţifere, gnaise cu biotit, gnaise micacee cu granaţi, gnaise biotitice cu staurolit, gnaise cuarţoase cu disten, gnaise biotitice cu sillimanit. Este de remarcat faptul că distenul şi granaţii apar îndeosebi în gnaisele de pe Culmea Vîrful lui Petru — Surianu — Sălanele, staurolitul şi sillimanitul în gnaisele din sectorul Valea Frumoasă, Culmea Ştefleşti, Tîmpa, Sărăcinul.

Textura acestor roci este gnaisică cu aspecte rubanate, datorită alternanţei păturilor subţiri de culoare închisă, formate din minerale micacee şi cele mai larg dezvoltate, deschise la culoare, formate din cuarţ şi feldspaţi. Tot din punct de vedere textural, trebuie să remarcăm o sortare foarte bună a materialului terigen.

Structura paragnaiselor este tipic granoblastică cu tendinţe spre o dezvoltare mai largă. În ansamblu, roca îşi păstrează încă destul de mult din caracterul psamitic iniţial.

În compoziţia mineralogică a acestor roci intră :

C.P. [1] : plagioclazi (albit-oligoclaz) (20—60%), cuarţ (25—40%), biotit (2—15%);

[1] C.P. = constituent principal.
C.S. = constituent subordonat.
C.A. = constituent accesoriu.
P.S. = produse secundare.

C.S. : muscovit (1—10%), epidot-zoizit (4—8%), microclin-ortoză (0—5%);
C.A. : apatit, titanit, calcit, minerale opace (1—4%);
P.S. : clorit, sericit etc. în procente cu totul neglijabile.

Cuarțul se prezintă sub formă de xenoblaste cu contururi rotunjite de 0,2—2 mm. Uneori cristalele sale apar în păturile micacee sub forma unor granule mai larg dezvoltate, alungite după axul c care este paralel cu șistozitatea rocilor și împreună cu feldspații formează pături leucocrate paralele, ale căror dimensiuni variază între 1,5 și 5 mm. În unele pături se observă o creștere blastică și o îmbogățire locală în cuarț, ca urmare a unor procese de diferențiere metamorfică.

Plagioclazii (albit-oligoclaz) prezintă aceleași caractere morfologice ca și cuarțul. Conținutul lor în anortit variază în general între 2 și 11%, avînd 2V = 72°. Cu totul întîmplător s-au întîlnit plagioclazi cu 20—24% An. În general diametrul granulelor de plagioclazi variază între 0,1 și 1,5 mm. Ele conțin sub formă de incluziuni granule de cuarț, epidot și solzi de sericit și clorit.

Feldspatul potasic este reprezentat fie ca ortoză în cristalele mărunte cu contururi neregulate, fie ca microclin sub forma unor cristale larg dezvoltate și cu aspecte amiboide. Se observă că în gnaisele mai bogate în biotit apare ortoza, iar în cele muscovitice microclinul.

Biotitul este de cele mai multe ori cloritizat. Transformarea aceasta se face uneori de-a lungul clivajelor, alteori numai în zonele terminale. Cloritul care rezultă este verzui și are (—) 2V = 0—8°.

Printre aceste paragnaise s-au întîlnit și unele tipuri de gnaise care fac tranziția spre gnaisele mixte. În ele, alternanța dintre păturile cuarțo-feldspatice și cele micacee nu mai este atît de evidentă. Microclinul apare de obicei sub forma unor cristale mai larg dezvoltate, cu contururi neregulate, predominînd cele lobate. În cristalele cu contururi angulare se întîlnesc frecvent concreșteri pertitice. Plagioclazii prezintă structuri zonare avînd în nucleu 10—12% An, iar în zonele marginale 6—15% An. Biotitul în aceste gnaise este mult mai puțin cloritizat, fiind frecvent intim asociat cu granule de epidot, puternic pleocroice (np = incolor, nm = gălbui, ng = galben-deschis — verzui) care au (—) 2V = 82°.

În paragnaisele biotitice de pe Culmea Piatra Albă — Cristești-pe lîngă mineralele componente obișnuite descrise mai sus apare și granatul. De obicei cristalele de granați sînt umplute cu incluziuni de cuarț, biotit, clorit și minerale opace. De multe ori acestea din urmă înfășoară ca într-o manta granulele izometrice de granați.

În paragnaisele de sub Culmea Aușel, pe lîngă granați mai apar cristale sporadice de disten și turmalină. Foarte multe tipuri din paragnaisele micacee sînt lipsite de feldspați potasici, cum sînt de exemplu cele de pe Culmea Oașa Mare — Șerbota Mare.

b) Micaşisturile

Aceste roci au o arie de răspîndire destul de largă în regiunea cercetată. Structura lor prezintă uneori aspecte lepidoblastice-porfiroblastice, datorită dezvoltării mai largi a cristalelor de granat, disten, staurolit sau turmalină.

Micaşisturi cu granaţi se întîlnesc sub Vîrful lui Petru, în şaua dintre Ştefleşti şi Cristeşti şi sub Bora.

În ceea ce priveşte micaşisturile cu disten, acestea au fost întîlnite pe Valea Frumoasa, sub Culmea Auşel — Surianu şi la Oaşa Mare. Uneori alături de disten au fost întîlnite şi cristale larg dezvoltate de staurolit. Micaşisturi numai cu staurolit au fost întîlnite pe Valea Balului, Sărăcinul şi sub Culmea Purului.

Cele mai frecvente tipuri de micaşisturi sînt formate din următoarele parageneze : minerale micacee + almandin + disten + cuarţ ; minerale micacee + almandin + disten + staurolit + cuarţ ; minerale micacee + almandin + staurolit + cuarţ ; minerale micacee + disten + staurolit + cuarţ ; minerale micacee + disten + cuarţ ; disten + cuarţ ; almandin + cuarţ ; minerale micacee + cuarţ + plagioclazi ; minerale micacee + cuarţ.

Cuarţul apare sub formă de granule cu contururi neregulate, de dimensiuni care variază între 0,1 şi 1,5 mm. De obicei formează pături discontinue printre păturile micacee, punînd astfel în evidenţă textura şistoasă-sinuoasă a acestor roci. Unele granule, mai ales cele mai larg dezvoltate, arată aspecte de cataclază.

Muscovitul şi biotitul apar sub formă de lamele lungi uneori pînă la 2 mm. Unghiul axelor optice la muscovit variază între 37 şi 41°. Biotitul, pe margini, trece într-un clorit verde-gălbui cu (—) $2V = 0°$.

Granatul este un almandin şi se prezintă sub formă de cristale izometrice de 3—10 mm diametru. Este incolor-roz şi uşor cloritizat pe margine. Distenul în general prezintă aspecte destrămate, este impregnat cu o pulbere foarte fină de culoare brună-neagră şi are c : ng = 32° şi (—) $2V = 80—84°$.

Cristalele prismatice de staurolit sînt de obicei lipsite de feţele terminale, sînt slab pleocroice, au $2V = 87°$ şi conţin rare incluziuni de cuarţ, muscovit, rutil, biotit şi minerale opace.

Plagioclazii se prezintă sub formă de granule cu contururi rotunjite şi conţin 5—14% An. De obicei sînt alteraţi şi conţin numeroase incluziuni de cuarţ, muscovit, rutil sau magnetit.

c) Gnaisele mixte

Sub acest termen sînt cuprinse gnaisele de injecţie şi migmatitele.

Structura acestor roci este granoblastică-pegmatoidă, iar textura şistoasă rubanată pînă la masivă.

În compoziția mineralogică a acestor roci intră :

C.P. : plagioclazi (15—30%), cuarț (15—35%), microclin (15—40%); biotit (10—25%);

C.S. : muscovit (0—2%), ortoză (0—3%), epidot-zoizit (1—15%);

C.A. : apatit, zircon, magnetit, titanit, ilmenit (0,5—3%), piroclor (0—2%);

P.S. : clorit, sericit etc. în procente neglijabile.

Din compoziția modală de mai sus reiese că mineralul predominant în aceste gnaise este feldspatul potasic reprezentat îndeosebi prin microclin; ortoza apare ca un component sporadic. Microclinul se prezintă sub formă de granule cu contururi lobate și de dimensiuni variate (0,05—2,5 mm). Este maclat și conține numeroase concreșteri pertitice. De regulă apare sub formă de cristale, însă se întîlnesc și numeroase cazuri în care el formează cuiburi pegmatitice, care se dispun lenticular pe direcția șistozității rocilor. Sub formă de incluziuni conține granule de plagioclazi, cuarț, apatit sau solzi de biotit și muscovit.

Plagioclazii se prezintă sub formă de cristale cu contururi în general angulare, de dimensiuni care variază de la 0,2 la 1 mm și conțin între 5 și 17% An. Unele cristale prezintă și structuri zonare la care se observă în nucleu un conținut în anortit, ce variază de la 9 la 12%, iar în zonele marginale de la 5 la 17%. Se întîlnesc concreșteri mirmekitice foarte variate ca formă.

Cuarțul apare sub formă de xenoblaste de dimensiuni care variază de la 0,05 la 1 mm. În mod obișnuit formează pături subțiri cu cristalele de feldspați, iar uneori cuiburi pegmatitice sau benzi discontinue. De asemenea au fost întîlnite cazuri în care el este antrenat în concreșteri grafice cu feldspații.

Biotitul și muscovitul se prezintă sub formă de lamele de 0,2—1,5 mm, dispuse în șiruri paralele discontinue, care pun în evidență textura șistoasă a rocilor. Biotitul este puternic pleocroic (np = brun-gălbui, ng = brun-închis) și arată un început de cloritizare. Sub formă de incluziuni conține : apatit, titanit, magnetit și zircon cu aureole pleocroice.

Mineralele din grupul epidot-zoizit apar, de regulă, sub formă de granule izometrice și mai rar sub formă de cristale prismatice. Unele cristale de epidot lasă să se întrevadă un pleocroism slab (np = incolor, nm = galben-deschis, ng = gălbui-deschis cu o nuanță verzuie) și au (—) 2V = 77—85°. În unele cristale de epidot se întîlnesc nuclee de ortit (fig. 1). Alături de aceste cristale de epidot se întîlnesc și cristale ceva mai mici ca dimensiune de zoizit și baghete prismatice de clinozoizit.

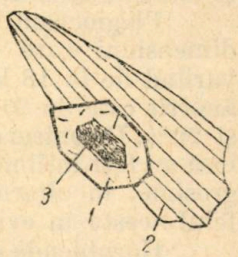


Fig. 1.—Concreștere între biotit și epidot.
1. Epidot; *2*. biotit; *3*. ortit.

Pe valea Sebeșului între Oașa-Mică și Valea Curpătului, pe Valea Sălanelor, Culmea Tîmpei, Podul-Lotru și sub Bora apar gnaise mixte

în care procesele de migmatizare sînt atît de avansate, încît au luat naştere roci cu aspecte de gnaise granitice.

Pe Valea Frumoasa se întîlnesc gnaise granitice cu amfiboli. În aceste gnaise, hornblenda apare sub forma unor cristale prismatice de dimensiuni care variază între 0,2 şi 0,8 mm. Sînt intens pleocroice (np = gălbui pînă la galben-verzui, nm = galben-verzui, ng = verzui-albăstrui-închis) şi prezintă extincţii c : ng = 22°, iar (—) 2V = 54—58°. Sub formă de incluziuni hornblendele conţin plagioclazi, microclin, titanit, cuarţ, epidot, clorit şi magnetit. De multe ori cristalele de hornblendă se fasciculizează la capete şi se transformă în actinot sau tremolit. De asemenea au fost observate şi aspecte de biotitizare sau cloritizare a hornblendei.

Pe valea Sebeşului sub Culmea Slimoiului gnaisele granitice sînt foarte intens brecifiate, cataclazate sau chiar milonitizate. În aceste tipuri de roci se observă că într-o masă fundamentală microcristalină, formată din granule de epidot-zoizit, sînt prinse fragmente colţuroase de plagioclazi, cuarţ, microclin sau ortoză. Maclele polisintetice ale plagioclazilor sînt deplasate unele faţă de altele prin flexurare sau fisurare. Uneori zdrobirea a fost atît de puternică, încît din rocă n-a mai rămas decît o masă microcristalină foarte fină. Aceste gnaise zdrobite marchează de fapt o importantă linie tectonică.

d) Amfibolite şi gnaise amfibolice

În regiunea cercetată, atît amfibolitele, cît şi gnaisele amfibolice apar cu totul sporadic. În compoziţia lor mineralogică intră :

C.P. : plagioclazi (15—60%), hornblendă (5—75%);
C.S. : cuarţ (0—25%), biotit (0—10%), epidot (0—2%);
C.A. : granat, titanit, ilmenit, apatit, rutil, magnetit (0,5—3%);
P.S. : biotit, clorit, sericit, epidot, cuarţ, zoizit, clinozoizit, calcit (1—2%).

Structura rocilor este granoblastică-nematoblastică, iar textura şistoasă-rubanată.

Plagioclazii în aceste roci se prezintă sub formă de xenoblaste de dimensiuni care variază între 0,2 şi 0,8 mm, conţinutul în anortit variind de la 18 la 45%. La plagioclazii zonaţi, în nucleu, conţinutul în anortit este de 35—45%, iar în zonele marginale acesta variază între 18 şi 20%. De obicei cristalele de plagioclazi nu prezintă o dispoziţie ordonată, însă au fost întîlnite roci, în care plagioclazii formează pături de 5—10 mm grosime, în alternanţă cu păturile formate din hornblendă, scoţînd în felul acesta în evidenţă textura rubanată a acestor roci.

Hornblenda apare sub formă de cristale prismatice alungite, de 0,3—1 mm, uneori chiar 2,5 mm lungime. Feţele terminale în general lipsesc, iar cele prismatice sînt de foarte multe ori corodate de plagioclazi sau de celelalte componente. Uneori, cristalele de hornblendă mai mari formează împreună cu plagioclazii concreşteri poikiloblastice. Hornblenda este pleocroică (np = galben-verzui, nm = brun-verzui, ng = verde-albăstrui) şi prezintă un unghi de extincţie care variază c : ng între 15 şi 22°. Se

observă că numai hornblendele albăstrui prezintă această variaţie a unghiului de extincţie, cele brune avînd c : ng = 15—16°. Unghiul axelor optice la hornblendele brune este de 84°, iar la cele verzi-albăstrui el variază între 57 şi 87°. Au fost întîlnite şi cristale de hornblendă brună cu învelişuri de hornblendă verde-albăstruie. Terminal de foarte multe ori trece prin fasciculizare în actinot, iar de-a lungul clivajelor se întîlnesc plaje de biotit sau de clorit. Sub formă de incluziuni conţine : titanit, ilmenit, biotit, epidot, rutil, apatit, plagioclazi, cuarţ şi calcit.

Între mineralele din grupul epidot-zoizitului menţionăm epidotul verde-gălbui, cu 2V = 88°, şi zoizitul cu culori de birefringenţă albăstrui în interior şi cu 2V ~ 91°, iar pe margini culori portocalii cu 2V ~ 86°.

În amfibolitele cu granaţi, mineralele componente prezintă aceleaşi caractere fiziografice ca şi la amfibolitele plagioclazice. Singura deosebire constă în variaţia procentuală a componentelor mineralogice :

C.P. : plagioclazi (15—40%), hornblendă (50—70%), granat (2—6%);
C.S. : cuarţ (0—2%), biotit (0—1%);
C.A. : titanit, ilmenit, rutil, apatit, magnetit (1—2%);
P.S. : epidot (0—3%), clorit, biotit, calcit etc. (0,5—1%).

Plagioclazii sînt zonaţi şi conţin în nucleu 24—40% An, iar în zona marginală 20—36% An. Hornblenda este verde-măslinie cu c : ng = 16—20° şi 2V = 70—84°. Granatul este incolor cu o uşoară nuanţă gălbuie. Frecvent este înconjurat de învelişuri de clorit.

Amfibolitele cu epidot prezintă de asemenea aceleaşi caractere fiziografice, cu deosebirea că în aceste variaţii de amfibolite mineralele epidotice sînt mult mai frecvente.

C.P. : plagioclazi (20—40%), hornblendă (30—65%), mineralele din grupul epidot-zoizit (6—30%);
C.S. : biotit (0—1%), titanit (0,5—5%), cuarţ (0—3%);
C.A. : ilmenit, apatit, rutil, magnetit, pirită (0,5—3%);
P.S. : clorit, biotit, epidot, zoizit, calcit etc. (0,5—2%).

Plagioclazii în aceste amfibolite conţin între 14 şi 44% An. Cei zonaţi conţin în nucleu între 13 şi 35% An, iar în zona marginală între 20 şi 44% An. Hornblenda verde are c : ng = 17—23°, iar (—) 2V = 80—87°. Epidotul apare sub formă de granule izometrice, slab pleocroice, cu np = incolor cu nuanţă slab gălbuie, nm = galben foarte deschis, ng = gălbui şi cu (—) 2V ~ 80°. Clinozoizitul are (+) 2V = 70—88°. Idioblastele de zoizit sînt în general alungite, incolore, cu culori de interferenţă anormale, cu $v > \rho$ şi (+) 2V~46°.

În afară de aceste tipuri de amfibolite, pe versantul stîng al văii Lotrului, apar şi varietăţi şistoase, în compoziţia lor intrînd : hornblendă, actinot, biotit, titanit, magnetit, apatit, rutil etc.

e) Diorite şi metadiorite

L. Mrazec şi G. Murgoci, încă în primele lor lucrări (3), (4), (5), descriu pe Culmea Ciobanu — Fometescu un corp de roci dioritice. Din studiul structurilor, al texturilor şi al compoziţiei mineralogice, reiese

că aceste roci au suferit un metamorfism regional accentuat, care le-a transformat în metadiorite.

În aceste roci, hornblenda este mineralul predominant (40—75%). Ea se prezintă sub formă de cristale prismatice alungite, care ating uneori 5 mm lungime, cu aspecte terminale destrămate, fiind transformate în cea mai mare parte în actinot şi tremolit. Plagioclazii în general idiomorfi cu 25—52% An ocupă între 15 şi 45% din volumul rocii. Biotitul apare sub forma unor lamele scurte şi puternic pleocroice. În afară de aceste componente principale, trebuie să menţionăm prezenţa granaţilor, a titanitului, a zirconului, a cuarţului, a mineralelor din grupul epidot-zoizit, a prehnitului, a apatitului şi a mineralelor opace (ilmenit, magnetit etc.). În corpul acesta de metadiorite apar uneori sub formă de intercalaţii cuiburi şi lentile de pegmatite, de serpentinite.

f) Pegmatite, aplite şi cuarţuri

Aceste roci apar în regiunea cercetată sub forma unor lentile, în general de dimensiuni mici, legate mai ales de intercalaţiile de micaşisturi.

Între pegmatite, din punctul de vedere al compoziţiei mineralogice, s-au putut separa: pegmatite cu biotit, cu muscovit, cu turmalină şi pegmatite cuarţoase cu turmalină şi granaţi.

g) Serpentinitele

Cele mai numeroase lentile de serpentinite apar în partea de sud-est a regiunii cercetate. Ele reprezintă terminaţiile vestice ale corpului de la Petrimanu, care au fost descrise într-o lucrare mai recentă (10).

CONSIDERAŢII PETROGENETICE

Din studiul fiziografic şi al paragenezelor se poate trage concluzia că atît paragnaisele, cît şi micaşisturile s-au format pe seama unor depozite cuarţo-feldspatice, în parte pelitice, metamorfozate în condiţiile faciesului albit-epidot-amfibolitic, eventual chiar amfibolitic.

Din raporturile constatate pe teren se întrevede separarea a două orizonturi. Orizontul inferior este format în bază dintr-un material psamitic cuarţos, mai mult sau mai puţin arcozian, peste care urmează roci pelitice în general sărace în cuarţ. Orizontul superior este format la bază dintr-un material foarte pelitic-argilos, cu intercalaţii uneori de microconglomerate, după care urmează un material arcozian, şi orizontul se termină cu un nivel conglomeratic cu unele intercalaţii de material pelitic argilos.

Studiul petrografic mai pune în evidenţă faptul că şisturile cristaline ale pînzei getice au suferit mai multe tipuri de metamorfism, întrucît pretutindeni întîlnim amprenta acestui polimetamorfism. În rocile care au fost afectate de procesul de migmatizare se observă că mezostaza este formată din granule fine de cuarţ recristalizate şi care au o extincţie nor-

mală. Aceste granule corodează foarte ușor granulele mai mari de cuarț, mai vechi, cu extincție, unduloasă și chiar cristalele de microclin. De asemenea se observă foarte clar că toate fisurile și crăpăturile mineralelor relicte sînt umplute cu minerale din mezostază, de unde reiese că aceste recristalizări sînt contemporane cu tensiunile la care au fost supuse rocile. În unele gnaise mixte, efectele retromorfismului sînt mai evidente decît în paragnaise. Cuarțul și microclinul vechi nu mai formează decît nuclee, fiind larg corodate și înlocuite de o mezostază, care crește cantitativ foarte mult.

Procesele de retromorfism sînt la rîndul lor suprapuse de procese de albitizare și de microclinizare. În primele faze procesele acestea metasomatice se limitează la albitizarea microclinului. Prin studii la microscop se observă cum cristalele de microclin sînt înconjurate de coroane neregulate de albit, care trimit în interiorul cristalelor de microclin vinișoare foarte fine. De asemenea se observă că acest albit este anterior mezostazei granoblastice de neoformație, întrucît este de multe ori traversat de ea. Se observă de asemenea o fază de albitizare mai tîrzie, contemporană cu recristalizarea mezostazei, în sensul că se observă cum zonele marginale ale microclinului sînt substituite de un microclin care aparține mezostazei. Fazele de albitizare se pare că se datoresc unei remobilizări de ioni de sodiu conținuți în microclin, iar albitul din cea de-a doua fază ar proveni din transformarea plagioclazilor primari, mai bazici. Mai există și o a treia fază de albitizare foarte slab evidențiată și aceasta ar putea să fie legată de un aport de sodiu probabil de natură hidrotermală, care depășește perioada de retromorfism. Între cele două faze principale de albitizare se interpune foarte pregnant o fază de microclinizare, care a dus la o îmbogățire remarcabilă a rocilor în microclin. Acest proces a afectat atît plagioclazii, cît și feldspații potasici mai vechi.

În gnaisele granitice, procesele de metasomatoză din stadiul alcalin timpuriu sînt evidențiate prin formarea de microclin și hornblendă, care dau uneori un aspect porfiroid acestor roci. Din cercetările de detaliu la microscop, se observă că formarea fenoblastelor de microclin și hornblendă este sincronă și din cauza aceasta ele se influențează unele pe altele.

B. OFIOLITELE

Rocile ofiolitice în regiunea cercetată sînt reprezentate prin diferite tipuri de serpentinite. Aceste roci se cantonează unele printre șisturile cristaline ale Pînzei getice, iar altele printre șisturile cristaline ale seriei de Tulișa. Serpentinitele din seria de Tulișa se pot repartiza aproximativ la două nivele, separate între ele de șisturile verzi, care formează orizontul median al seriei de Tulișa. Ceea ce vrem să semnalăm chiar de la început este faptul că serpentinitele în regiunea cercetată sînt de foarte multe ori prinse în cel de-al doilea sistem de cutare al șisturilor verzi. Acest fapt a determinat ca serpentinitele, mai ales cele din lentilele mai subțiri, să prezinte o textură foarte șistoasă și să fie formate îndeosebi din antigorit. Crisotilul atunci cînd apare este un mineral cu totul subordonat antigoritului și umple fisurațiile rocilor. În afară de antigorit și crisotil, mai men-

ţionăm apariţia sporadică a relictelor de : olivină, bronzit, enstatit, diopsid, diallag, hornblendă şi a mineralelor accesorii şi secundare reprezentate prin : magnetit, cromit, picotit, pirită, granat, tremolit, actinot, clorit, talc, asbest, carbonaţi, cuarţ, zoizit.

C. AUTOHTONUL

Formaţiunile geologice care intră în constituţia autohtonului se repartizează la şisturile cristaline ale seriei de Tulişa, la rocile granitoide şi la şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan.

1. *ŞISTURILE CRISTALINE ALE SERIEI DE TULIŞA*

În regiunea cercetată de noi orizontul de bază al acestei serii este reprezentat prin calcarele albe-cenuşii care apar la confluenţa Latoriţa Benghii cu Latoriţa Muntinului.

Orizontul median este reprezentat prin şisturi verzi şi are cea mai largă răspîndire printre şisturile seriei de Tulişa. Sub acest termen, introdus încă de G. Murgoci, sînt cuprinse şisturile clorito-epidotice, cloritice cu actinot şi albit, cuarţitice cu clorit, epidot şi actinot, clorito-sericitoase etc. În acest orizont al şisturilor verzi s-au putut delimita o serie de lentile şi corpuri de calcare cipolinice. În regiunea cercetată, orizontul acesta începe în bază cu şisturi cloritice cu epidot şi se termină la partea superioară cu calcare cipolinice.

a) Şisturile clorito-epidotice

Aceste roci sînt cele mai răspîndite în orizontul de bază şi ocupă îndeosebi partea inferioară a acestuia. Structura lor este grano-lepidoblastică, iar textura şistoasă-litică-rubanată, datorită alternanţei de pături subţiri de culoare verzuie cu cele de culoare galbenă-verzuie. În compoziţia lor mineralogică intră :

C.P. : clorit (circa 15%), minerale din grupul epidot-zoizit (circa 35%), albit (circa 40%), calcit (circa 8%);
C.S. : fengit, actinot, tremolit, sericit, cuarţ, lotrit;
C.A. : magnetit, pirită, rutil, titanit, zircon;
P.S. : leucoxen, hematit.

Albitul se prezintă sub formă de xenoblaste cu contururi neregulate şi de dimensiuni care variază de la 0,05 la 0,8 mm.

Cloritul este verde-palid, uşor pleocroic şi cu (+) $2V = 0-3°$.

Mineralele din grupul epidot-zoizit apar sub formă de granule sau cristale prismatice, dispuse mai mult sau mai puţin în şiraguri sau pături subţiri. Epidotul este uşor pleocroic în tonuri gălbui-verzui, iar zoizitul şi clinozoizitul prezintă culori de interferenţă anormale. În unele secţiuni se observă că mineralele din grupul epidot-zoizitului împreună cu granulele

de calcit formează pături mai mult sau mai puțin discontinue, uneori chiar masa fundamentală a rocilor. Arareori se observă că cloritul și fengitul formează un feutraj care este străbătut de păturile discontinue de epidot, zoizit și calcit. Au fost întîlnite roci în care se observă că, alături de aceste componente, mai apar cuarțul, sub formă de granule fine, și granule de lotrit. De asemenea se întîlnesc și tipuri de șisturi în care actinotul și epidotul formează masa principală a rocilor.

Sub formă de intercalații de dimensiuni variabile în aceste șisturi clorito-epidotice apar șisturi preponderent epidotice. Uneori aceste șisturi epidotice iau aspectul unor corneene, cum sînt îndeosebi cele de sub Urdele sau Muntinu. În aceste roci, pe lîngă mineralele din grupul epidot-zoizit, se întîlnesc sporadic cristale mărunte de diopsid, granați și vezuvian. De asemenea au fost întîlnite unele tipuri de roci formate îndeosebi din zoizit sau tremolit. În tipurile cu tremolit se observă o ușoară zonalitate, în sensul că nucleul cristalului este pigmentat de o pulbere fină de hematit sau ilmenit, iar zona marginală este formată dintr-un glaucofan cu culori de birefringență anormale. Nucleul tremolitic are $(-)\ 2V = 35°$; $c : ng = 20°$, iar zona marginală $(-)\ 2V = 66°$ și $c : ng = 18-20°$. În tipurile de corneene, în care diopsidul devine o componentă dominantă, zoizitul apare sub formă de cristale prismatice, maclate și zonate (în nucleul cristalelor $(+)\ 2V = 51-56°$, în zona intermediară $2V = 63°$, iar în cea marginală $\sim 87°$) (fig. 2). Granatul (grossular) în general este foarte alterat și uneori în aceste corneene apare în proporție de 6%, cum sînt de exemplu corneenele din versantul sudic al muntelui Muntinu sau cele de sub Urdele. În unele dintre aceste corneene au fost întîlnite și cristale de vezuvian.

Fig. 2. — Cristal zonat de zoizit.

b) Șisturile clorito-sericitoase

Aceste roci însoțesc îndeosebi nivelul inferior al calcarelor cipolinice. Structura lor este lepidoblastică, iar textura șistoasă-filitoasă. În compoziția lor mineralogică intră : cuarț, albit, clorit, sericit, fengit, calcit, epidot, apatit, zircon, turmalină, granat, titanit și o pulbere fină de grafit. Printre aceste șisturi clorito-sericitoase se întîlnesc unele tipuri filitoase formate aproape numai din clorit și sericit, altele în care cuarțul este mineralul predominant, dînd naștere în felul acesta la șisturi cuarțitice cu clorit și sericit sau chiar la șisturi cuarțitice cu grafit. Au fost întîlnite de asemenea tipuri de roci în care calcitul este mineralul predominant.

c) Calcarele cipolinice

Aceste calcare au fost întîlnite fie ca intercalații îndeosebi la partea inferioară a șisturilor verzi, cum sînt cele de sub Urdele, Muntinu sau valea Lotrului, fie formînd partea superioară a orizontului median, cum sînt cele de pe muntele Cărbunele.

Sînt roci verzui, cenuşii-gălbui, cu texturi şistoase şi numai cu totul rar prezintă texturi masive. În compoziţia lor mineralogică intră : calcit, dolomit, cuarţ, albit, sericit, fengit, pargasit, clorit, epidot, titanit, ilmenit, granaţi, pirită, rutil şi o pulbere fină de grafit. În aceste roci calcitul ocupă în general masa principală, atingînd uneori pînă la 75% din volumul lor. Microscopic se observă o variaţie destul de mare între conţinutul în calcit şi cel în cuarţ, încît între aceste calcare cipolinice se întîlnesc zone mai calcaroase şi zone mai cuarţoase.

Menţionăm că în şaua de sub Urdele, ca şi în cea de sub Muntinu, au fost separate filoane lentiliforme de cuarţ (fig. 3).

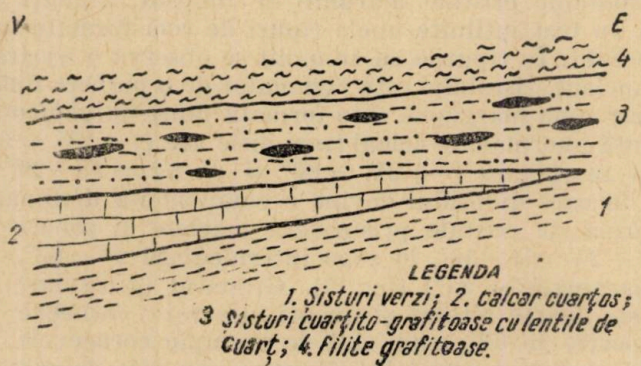


Fig. 3. — Schiţa dintr-un afloriment de sub muntele Ştefanu.

d) Filitele grafitoase, arcoziene, cuarţifere şi conglomerate

Aceste roci apar în orizontul superior.

Filitele prezintă o structură tipic lepidoblastică şi o textură filitoasă. În compoziţia lor intră, cuarţ, sericit, clorit, cloritoid, calcit, pirită, epidot, damourit, picotit, shungit şi o pulbere fină de grafit. În unele secţiuni, cum sînt cele din filitele de pe valea Lotrului, se observă foarte interesante relaţii între cristalele de pirită şi cele de cuarţ. În jurul cristalelor de pirită se formează coroane cu aspect „kelifitic" de cuarţ în fişii fibroase, dispuse perpendicular pe feţele de cub. În unele tipuri de şisturi cuarţitice, apare şi ortoza, aspectul fiziografic al rocii amintind de arcoze. Pe drumul Sebeş — Novaci, la circa jumătate de drum între podul de peste Lotru şi „Căşăria", au fost întîlnite printre filitele grafitoase mai mult sau mai puţin cuarţoase microconglomerate cu elemente de porfire cuarţifere.

Concluzii petrogenetice şi stratigrafice. Inkey şi Mrazec au susţinut că tot acest complex de şisturi cristaline, începînd cu conglomeratele din bază şi pînă la filitele negre grafitoase care reprezintă orizontul superior al seriei de Tulişa, ar aparţine paleozoicului inferior.

Unii autori (Primics şi Sabba Ştefănescu), prin paralelizare cu calcarele din Munţii Făgăraşului, au susţinut că cipolinurile care se găsesc sub formă de intercalaţii în şisturile verzi, ca şi cele de la baza seriei de Tulişa, ar fi arhaice. După Mrazec filitele negre grafitoase şi cuarţitele de pe Ştefanu, valea Lotrului şi Boianu sînt mai noi decît rocile verzi şi ar aparţine permocarboniferului.

Orizontul acesta al filitelor grafitoase, care reprezintă orizontul superior al seriei de Tulişa, nicăieri în regiunea cercetată nu este străbătut de rocile bazice sau ultrabazice. În timp ce rocile orizontului median al şisturilor verzi sînt afectate de metamorfismul de contact, filitele grafitoase nu prezintă decît efectele unui metamorfism dinamic. Din aceste observaţii şi constatări se desprinde concluzia că după depunerea conglomeratelor, a arcozelor, a cuarţitelor şi a calcarelor albe-cenuşii, care formează orizontul de bază al seriei de Tulişa, s-a depus la început un material terigen argilo-grezos cu unele intercalaţii subţiri de calcare, după care a urmat o intensă activitate vulcanică ce a dat naştere la depozite groase de tufuri şi tufite şi la intruziuni de roci bazice şi ultrabazice ; activitatea aceasta se termină cu depunerea calcarelor din partea superioară a orizontului de şisturi verzi. După depunerea calcarelor, în geosinclinalul hercinic se instalează un regim euxinic şi se depune la început un material terigen grosier, apoi din ce în ce mai fin, foarte pelitic, bogat în material cărbunos şi feruginos, dînd naştere îndeosebi la filite grafitoase cu pirită. În timpul orogenezei hercinice depozitele acestea sînt metamorfozate şi transformate în şisturi cristaline în condiţiile faciesului de şisturi verzi.

2. *ROCILE GRANITOIDE*

În partea de sud a regiunii cercetate am întîlnit şi roci granitoide reprezentate îndeosebi prin granodiorite gnaisice. Aceste roci reprezintă faciesul marginal al masei de roci granitoide din Parîng. Structura rocilor este holocristalină, hipidiomorf grăunţoasă, iar textura şistoasă ± masivă, uneori cataclastică. În compoziţia lor mineralogică intră :

C.P. : cuarţ (15—35%), feldspat potasic (5—20%), plagioclazi (15—55%) ;
C.S. : biotit (0—10%), hornblendă (0—8%) ;
C.A. : zircon, apatit, titanit, minerale opace ;
P.S. : clorit, calcit, epidot, leucoxen, sericit, zoizit, clinozoizit etc.

Aceste roci au o răspîndire foarte restrînsă în regiunea cercetată, iar descrierea lor fiziografică a fost făcută în lucrările noastre anterioare (10)[2], şi în unele lucrări monografice (1), (7).

---

[2] M. Pavelescu, *Cercetări geologice şi petrografice în regiunea cuprinsă între văile Mînileasa şi Repedea (Munţii Lotrului)*, Raport, 1962.

3. *ŞISTURILE CRISTALINE ALE SERIEI DE DRĂGŞAN*

Şisturile cristaline ale acestei serii sînt reprezentate în regiunea cercetată prin complexul amfibolitic (amfibolite, şisturi amfibolice şi gnaise amfibolice).

a) Amfibolitele şi şisturile amfibolice

Aceste roci au aria de răspîndire cea mai mare. Rocile au o structură grano-nematoblastică şi o textură şistoasă-rubanată. În compoziţia lor mineralogică intră :

C.P. : hornblendă (45—75%), plagioclazi (5—15%);
C.S. : granat, biotit, epidot, calcit;
C.A. şi P.S. : sericit, zoizit, clinozoizit, rutil, titanit, cuarţ, clorit, minerale opace.

Cristalele prismatice de hornblendă sînt frecvent fisurate şi umplute cu clorit, uralit, calcit şi cuarţ. La unele cristale de hornblendă, prinse în procesele de transformare, se poate vedea în nucleul cristalului un agregat microdiablastic de epidot şi ferrotremolit cu (—) 2 V = 74°. În ceea ce priveşte plagioclazii, aceştia se prezintă fie sub formă de cristale proaspete cu 3—11% An, fie sub formă de cristale puternic saussuritizate cu 45—60% An. În amfibolite şi mai puţin în şisturi amfibolice, plagioclazii, împreună cu cuarţul secundar şi mineralele din grupul epidot-zoizit formează pături alternative de grosimi variabile cu cele formate din hornblendă şi biotit, punînd astfel în evidenţă aspectele de rubanare a acestora.

b) Gnaisele amfibolice

Apar doar sub forma a două lentile şi se deosebesc de amfibolite prin conţinutul mai ridicat în plagioclazi. În compoziţia lor, plagioclazii ocupă între 35 şi 55% din volumul rocilor, cuarţul 10—40%, hornblenda 15—30%, iar biotitul 0—10%. Alături de aceste componente mai menţionăm titanitul, apatitul, granatul, rutilul, zirconul, epidotul, zoizitul şi mineralele opace.

Foarte multe din tipurile de amfibolite şi şisturi amfibolice prezintă evidente procese de retromorfism sau de milonitizare.

TECTONICA

a) Tectonica internă a Pînzei getice

În aria de răspîndire a cristalinului Pînzei getice se observă că şisturile cristaline au în general o direcţie NE—SV şi numai la nord-vest de falia Sălanele — Şerbota-Mare (de direcţie NE — SV) ele au o

direcție NNV — SSE. Începînd din Culmea Tărtărău — Tîmpa — Cristești, direcția generală a șisturilor este aproximativ ENE — VSV și numai la vest de falia Poiana Muierii — Ciobanu — valea Lotrului ele își schimbă direcția din nou, predominînd fie cele NNE — SSV, fie cele NNV — SSE. Cutele în general sînt largi, făcînd posibilă descifrarea cîtorva cute sinclinale. Astfel este sinclinalul Oașa — Podelele sau cel de la Podelele — Sălanele, sinclinale care au suferit o serie de decroșări datorită unor falii. O altă cută sinclinală de direcție ENE — VSV, aproape E — V, trece pe la izvoarele Tărtărăului înspre Culmea Ștefleşti (izvorul Văii Frumoasa). Cristalinul Pînzei getice în regiunea noastră, așa cum de altfel a fost remarcat încă de G. Murgoci, ia contact cu șisturile cristaline ale seriei de Tulișa de-a lungul unei falii normale cu o alură puțin sinuoasă. Falia aceasta de direcție aproximativă E — V taie în diagonală șisturile cristaline ale Pînzei getice. În regiunea cercetată șisturile cristaline ale Pinzei getice formează de-a lungul faliei coaste și culmi cu versanți foarte abrupți, care domină cu mai multe sute de metri formațiunile seriei de Tulișa. De altfel chiar Murgoci preconizează că în acest sector cristalinul Pînzei getice nu ne arată o încălecare, fapt care l-a făcut pe M. Trifulescu[3] să generalizeze o situație locală, infirmînd existența Pînzei getice. De altfel, la această concluzie a mai concurat și interpretarea greșită pe care a dat-o granitelor gnaisice ale faciesului marginal al masei de granitoide din Parîng, asimilîndu-le și omologîndu-le cu paragnaisele și gnaisele mixte ale cristalinului Pînzei getice.

Menționăm că în cercetările noastre pe valea Lotrului am determinat pentru prima oară un graben, care păstrează două petice din cristalinul Pînzei getice.

b) Tectonica internă a seriei de Tulișa

Șisturile cristaline ale seriei de Tulișa reprezintă de fapt învelișul sedimentar paleozoic-mezozoic al autohtonului, care în regiunea cercetată nu este reprezentat decît prin depozitele metamorfozate ale paleozoicului; depozitele mezozoice se găsesc în afara regiunii cercetate fie mai la est (Turcinu), fie mai la vest.

În sectorul cercetat, șisturile cristaline ale seriei de Tulișa sînt puternic cutate și contorsionate. Această deranjare profundă a formațiunilor seriei de Tulișa se datorește în mare măsură și intruziunilor de roci bazice și ultrabazice. De la bun început, menționăm că șisturile cristaline ale seriei de Tulișa în regiunea noastră iau contact cu fundamentul cristalin al autohtonului, fie de-a lungul unor falii, fie discordant, întrucît ele se așază cu același nivel sub Culmea Urdele și pe valea Latorița Urdelor, fie peste șisturile cristaline ale seriei de Drăgșan, fie peste rocile granitoide. Și contactul dintre orizontul median și cel superior se

[3] M. Trifulescu, *Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru rocile azbestifere din Munții Parîngului (regiunea Urdele — Ștefanu)*, Raport, 1959.

face de-a lungul unei falii de direcţie aproximativ N — S. Paralel cu valea Lotrului am delimitat un prag în nucleul căruia apar rocile granitoide şi orizontul median al seriei de Tulişa.

BIBLIOGRAFIE

1. Ghika-Budeşti Şt., *Etudes géologiques et pétrographiques dans les Monts Lotru. Carpates Méridionales Roumaines*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI**.
2. — *Les Carpates Méridionales Centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi*, An. Inst. geol. Rom., 1939, **XX**.
3. Mrazec L. şi Murgoci G. M., *Dare de seamă asupra cercetărilor din vara anului 1897. III. Munţii Lotrului*, Bucureşti, 1898.
4. Murgoci G. M., *Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897. II. Masivul Parîngului*, Bucureşti, 1898.
5. — *Contribuţiuni la studiul petrografic al rocelor din zona centrală a Carpaţilor Meridionali Romîni. IV. Serpentina din Urde, Muntinu şi Găuri. Masivul Parîng*, An. Mus. geol. şi paleontolog., 1898 (1895).
6. — *The geological synthesis of the South Carpathians*, C.R. XI Congres Geol. Intern. 1910, Stockholm, 1910.
7. Paliuc G., *Etude géologique et pétrographique du Massif du Parîng et des Munţii Cimpii (Carpates Méridionales)*, An. Inst. geol. Rom., 1937, **XVIII**.
8. Pavelescu L., *Cercetări geologice şi petrografice în Munţii Sebeşului*, An. Com. geol., 1955, **XXVIII**.
9. — *Geologia Carpaţilor Meridionali*, Anal. rom.-sov., secţia şt. geol., 1959, *I—II*.
10. Pavelescu L. şi Pavelescu M., *Cercetări geologice şi petrografice în capătul de E al Autohtonului Carpaţilor Meridionali*, Dări de seamă Com. geol., 1963, **L**.
11. Vendl A., *Das Kristallin des Sebescher- und Zibingebirges*, Geol. Hung., 1932, **IV**.

Institutul de petrol, gaze şi geologie, Bucureşti,
Catedra de mineralogie şi petrografie.

Primită în redacţie la 17 noiembrie 1964.

LEGI DE DISTRIBUȚIE A CONCENTRAȚIEI ELEMENTELOR CHIMICE ÎN ROCI CARBONATICE *

DE

V. IANOVICI
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.
și AL. DIMITRIU

55 (05)

A fost cercetată natura statistică a distribuției concentrației SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO și MgO în calcarele din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. S-a dovedit că distribuția concentrației elementelor chimice în calcare este guvernată de legea normală (sistem normal sau multinormal) sau de legea lognormală, iar uneori ele constituie distribuții intermediare.

INTRODUCERE

În ultimul timp, studiul legilor de distribuție a fost întreprins în numeroase domenii ale geologiei. În afară de granulometria sedimentelor clastice și organismele fosile care au constituit obiectul primelor aplicații, pe seama cărora s-au realizat criterii precise de clasificare a subunităților, studiul legilor de distribuție s-a extins la analiza geomorfologică și, mai ales, asupra mineralelor accesorii și a componenților chimici majori și minori din roci și minerale. O prezentare sistematică a variatelor aplicații a fost făcută recent de R.L. Miller și J. S. Kahn (12).

Utilizarea statisticii matematice devine tot mai largă în diferitele ramuri ale geologiei. În fiecare domeniu la care mărimile geologice posedă proprietăți măsurabile și constituie colectivități omogene au fost obținute rezultate interesante. Cele mai multe constituie într-adevăr doar stadii intermediare în rezolvarea problemelor practicii sau a acelora de ordin teoretic, însă unele dintre ele — ca cele menționate mai sus — au devenit deja instrument de lucru. De altfel, o serie de aplicații vizează în mod direct obiectivul central al activității geologice, desco-

* Lucrarea publicată și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **10**, *1* (în limba franceză).

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 10 nr. 1 p. 129–159 București 1965

perirea de zăcăminte de substanţe minerale utile, încercînd chiar să formuleze probabilitatea descoperirii zăcămintelor în baza studiului funcţiei de distribuţie areală a corpurilor de minereu. În mod cert, rezultatele obţinute reuşesc să sublinieze rolul important pe care poate să-l aibă, şi în ştiinţele geologice, statistica matematică în colaborare cu celelalte metode. Introducerea de termeni noi, ca „geostatistica" (9) „petrologia statistică" (23), desemnează în mod evident amploarea pe care, încă din stadiul actual, a luat-o utilizarea statisticii în studiul fenomenelor geologice.

Se pune întrebarea: care dintre ramurile geologiei are cel mai mult de cîştigat prin cooperare cu statistica matematică? Diversitatea rezultatelor obţinute şi stadiul de început în care se găsesc studiile statistice în numeroase domenii fac ca răspunsul să fie prematur, însă se poate observa că pe un loc de frunte se situează îndeosebi geochimia.

Surprinde apropierea dintre obiectul geochimiei, „ştiinţa care studiază distribuţia şi cantitatea elementelor chimice în minerale, minereuri, roci, soluri, ape şi atmosferă şi circulaţia elementelor în natură" ((6), p. 1) şi sarcinile principale ce-i revin statisticii matematice de a descoperi legile de distribuţie a unei colectivităţi date, corelaţiile dintre colectivităţi. De fapt, într-o primă aproximaţie, geochimia modernă poate fi considerată drept chimia fizică pe baze statistico-matematice a scoarţei pămîntului.

Progresele realizate în geochimie apar drept produs al utilizării proprietăţilor fizico-chimice ale atomilor şi ionilor în măsura în care este dezvăluit caracterul legic al distribuţiei concentraţiei elementelor chimice şi al mineralelor, şi aceasta din urmă revine tocmai utilizării statisticii matematice. De la descrierea matematică a colectivităţilor statistice ale elementelor chimice care formează scoarţa pămîntului la interpretarea fizico-chimică pe baze geologice a datelor obţinute şi, de aici, la verificarea matematică a concluziilor, aceasta este dinamica cercetărilor geochimice, modul în care trebuie organizat oricare studiu geochimic pentru a dobîndi eficienţa maximă sau cel puţin pentru a se evita adoptarea de ipoteze false.

Care sînt principalele rezultate obţinute în geochimie sub influenţa utilizării metodei statistice? Ele pot fi restrînse la formularea din ce în ce mai precisă a noţiunii de chimism unitar al rocilor din formaţiuni diferite sau din aceeaşi formaţiune, la estimarea cantitativă a corelaţiei dintre componenţii chimici, ca şi dintre minerale, la evidenţierea caracteristicilor celor mai sensibile la variaţia mărimilor geologice, la fundamentarea ştiinţifică a probării rocilor.

Cele mai multe dintre rezultatele obţinute au urmat studierii legilor de distribuţie, şi aceasta se impune ca un obiectiv de importanţă majoră. Pe de o parte, statistica matematică operează pe baza cunoaşterii legilor de distribuţie, iar pe de altă parte descoperirea legilor de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice înseamnă de fapt o primă informare asupra proceselor geochimice care au condus la concentrarea diferită a unui element într-o rocă, în raport cu altă rocă. Studiul

legilor de distribuție constituie în prezent una dintre preocupările de seamă a numeroase colective de cercetători din străinătate. Printre lucrările prevăzute în planurile Uniunii internaționale a științelor geologice — Comisia pentru studiul elementelor economice în scoarța pămîntului, această problemă ocupă un loc important [1].

De fapt, descoperirea legilor de distribuție a determinat progresul de la geochimia clasică bazată pe concentrația concretă a elementelor chimice la geochimia modernă, care ia în considerație distribuția probabilistică a concentrației. Să urmărim în această privință exemplele date de A. B. Vistelius ((24), p. 20—21): „Să considerăm mai întîi cazul a două eșantioane de mică. Primul eșantion are o concentrație de 0,1% Rb_2O, iar al doilea de 0,2% Rb_2O, cu distribuția normală în ambele eșantioane. Din punctul de vedere a lui Goldschmidt, distribuțiile Rb_2O în cele două eșantioane sînt diferite, întrucît în unul din ele concentrația este de două ori mai mare decît în celălalt eșantion. Din punctul nostru de vedere, eșantioanele analizate au aceeași distribuție a concentrației de Rb_2O, și anume — distribuția normală. Să luăm acum cazul a două eșantioane de feldspat, dintre care unul are distribuția normală și celălalt distribuția lognormală a concentrației Cs_2O, cu aceeași concentrație medie de 0,01% Cs_2O în fiecare eșantion. Din punctul de vedere al lui Goldschmidt, eșantioanele au distribuțiile Cs_2O egale, întrucît în fiecare eșantion concentrația Cs_2O este egală cu 0,01%; din punctul nostru de vedere, distribuțiile probabilistice ale concentrației Cs_2O în eșantioanele analizate sînt diferite, întrucît unul are distribuție normală și celălalt lognormală. Cu ajutorul sensului stocastic al distribuției probabilistice a concentrației Cs_2O în roci, noi putem înțelege diferența dintre procesele concentrării Cs_2O în mineralele de feldspat analizate". De altminteri, trebuie făcută completarea că însuși modul în care geochimia clasică (V. Goldschmidt, V. I. Vernadsky, F.E. Clarke, A.E.Fersman) ia în considerare concentrația medie se dovedește nejust dacă nu se are în vedere natura funcției de distribuție; concentrația medie calculată ca mărime medie aritmetică aproximează valoarea reală numai în cazul distribuției normale.

A. B. Vistelius a dat exemplele de mai sus în anul 1960. De atunci, modelele teoretice au fost adîncite, s-au stabilit o serie de relații cu modul în care ocură elementele chimice, au fost evidențiate distribuții normale ca sisteme multinormale etc., punîndu-se în discuție aspecte noi ale proceselor geochimice. Legile de distribuție ale concentrației elementelor chimice încep să aibă tot mai mult semnificația de „legi ale proceselor geochimice" ((24), p. 20).

Importanța studiului legilor de distribuție nu se oprește însă la nivelul geochimiei. Evident, a crescut totodată participarea geochimiei la elucidarea problemelor geologiei, dar nu asupra acestui fapt firesc voim să ne referim. Cunoașterea legilor de distribuție a influențat în mod

[1] International Union of geological Sciences. Circular letter nr. 12, p. 14 (1964).

deosebit calitatea evaluării rezervelor de zăcăminte, perfecţionarea bazei ştiinţifice a metodelor de calcul, tocmai prin luarea în considerare a naturii statistice a distribuţiei componenţilor chimici.

★

Prin lucrarea de faţă ne-am propus a studia legile de distribuţie ale concentraţiei elementelor chimice în calcare, urmînd să extindem studiul lor la alte roci în scopul de a introduce criteriile cantitative, statistico-matematice în cercetările geochimice.

Lipsa de informaţii asupra legilor de distribuţie în cazul rocilor carbonatice a determinat să ne ocupăm în primul rînd de aceste roci. Literatura asupra distribuţiei concentraţiei elementelor chimice este restrînsă îndeosebi la rocile eruptive (1), (2), (3), (4), (14), zăcăminte metalifere (19), (9) şi ape (21), (22), (20); în cazul rocilor carbonatice sînt publicate unele date doar asupra aspectului distribuţiilor empirice, fără a se stabili natura legilor teoretice care le guvernează (16), (17), (18), (7).

Cantitatea mare de observaţii cerută de aplicarea metodelor statistice a făcut să limităm în prezent studiul legilor de distribuţie la calcarele din formaţiunile sedimentare ale zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali, şi anume la Masivul Rarău, partea sa cea mai înaltă (calcare urgoniene), şi la Masivul Ghilcoş — Hăghimaş, rama de est (calcare portlandiene de tip Stramberg). Geologia, ca şi geochimia acestor regiuni, a constituit obiectul a numeroase lucrări [2].

DETALII ASUPRA VOLUMULUI SELECŢIEI ŞI A METODELOR STATISTICO-MATEMATICE FOLOSITE

Valorile chimice pe care le-am folosit au fost extrase din buletinele de analiză aflate în arhiva de documentaţie a Comitetului geologic.

În scopul obţinerii unor colectivităţi geochimice cît mai omogene au fost excluse, în mare măsură, analizele probelor aflate în amestec cu argila reziduală şi depuneri feruginoase, şi de asemenea s-a procedat la gruparea valorilor pe tipuri petrografice în baza clasificării lui Vişneakov (proiecţia ternară: calcit-dolomit-reziduu insolubil+R_2O_3). Final, au fost selecţionate şi supuse cercetării statistice un număr de 3 650 de valori asupra concentraţiei de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO şi MgO aferente calcarelor pure (secţiunea 14 din proiecţia ternară a lui Vîşneakov), calcarelor argiloase (secţiunea 11), calcarelor slab dolomitice (secţiunea 15) şi calcarelor dolomito-argiloase (secţiunea 12).

Pentru stabilirea legilor după care se distribuie concentraţia elementelor chimice în cazul calcarelor luate în studiu au fost folosite metodele cunoscute în literatură (25), (10), (12), (13), (14).

Mai întîi, au fost grupate valorile chimice în clase, constituindu-se astfel distribuţia empirică pentru fiecare element chimic şi tip petrografic

[2] Aceste lucrări sînt discutate într-o serie de publicaţii ale lui M. Savul şi V. Ianovici (16) şi (18).

în parte. Pentru evidențierea trăsăturilor fundamentale ale distribuțiilor, intervalele au fost alese egale, avînd mărimea h de cel mult jumătate din mărimea abaterii medii pătratice $\sigma_{\bar{x}}$; de regulă, ea a fost de 0,25 $\sigma_{\bar{x}}$ (5).

Pentru calculul abaterii medii pătratice $\sigma_{\bar{x}}$, s-a folosit formula :

$$\sigma_{\bar{x}} = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2 n_i}{\sum n_i}},$$

unde

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i n_i}{\sum n_i}.$$

În continuare, distribuțiile empirice au fost reprezentate grafic sub forma de histograme ale frecvențelor relative fn%, care ne-au dat posibilitatea să facem o serie de aprecieri calitative asupra tipurilor esențiale ale distribuțiilor.

Prin examinarea aspectului distribuțiilor empirice, a poziției medianei și a modului față de media aritmetică a rezultat că, la unele distribuții, valorile se grupează simetric în jurul mediei aritmetice, după cum, la altele, majoritatea valorilor sînt distanțate de medie, atît spre stînga — cazuri de asimetrie pozitivă, cît și spre dreapta — asimetrie negativă, cu un grad de asimetrie diferit de la o distribuție la alta. Judecînd caracterul variației întîlnit la distribuțiile noastre în comparație cu acela al tipurilor de distribuție citate în literatura geochimică, s-a adoptat ipoteza (ipoteza H_0) că legile de distribuție pe care le urmează concentrația elementelor chimice în calcarele cercetate sînt legea normală și lognormală.

În scopul verificării ipotezei H_0 a fost utilizată metoda diagramelor (rețeaua aritmetică de probabilitate, respectiv rețeaua logaritmică de probabilitate) și, în unele cazuri dovedite ca incerte, s-a folosit criteriul χ^2, ca și cel al asimetriei și excesului. În cele ce urmează sînt menționate unele observații mai importante privitoare la aplicarea acestor metode.

În cazul metodei diagramelor, s-au notat valorile funcției de distribuție empirică Fn% (frecvența cumulată în procente) pe hîrtie probabilistică (rețeaua aritmetică de probabilitate și rețeaua logaritmică de probabilitate). Aceste valori figurează în diagramele date sub forma de cercuri pline. Concordanța distribuțiilor empirice cu legea normală, respectiv lognormală, a fost apreciată după felul în care valorile Fn% se plasează față de graficul funcției teoretice de distribuție F%, figurat sub forma unei linii drepte. Pentru cazurile la care valorile Fn% se abat distinct de la linia dreaptă, s-a procedat la verificarea cantitativă a corespondenței dintre distribuția empirică și distribuția teoretică luată ca ipoteză H_0 cu ajutorul criteriului χ^2 și al asimetriei și excesului[3]. De

[3] Datele obținute prin aplicarea criteriilor cantitative sînt figurate în partea de jos a diagramelor distribuțiilor empirice prezentate sub forma histogramelor frecvențelor relative fn%, peste care a fost suprapusă curba distribuției teoretice f%.

altfel, pentru unele dintre ele s-a dovedit că abaterile sînt nesemnificative, fiind datorate volumului mic al selecţiei. Pe de altă parte, studiul detaliat al graficului Fn% pe reţeua aritmetică de probabilitate a arătat pentru cîteva dintre distribuţiile care prezintă abateri pronunţate faţă de funcţia teoretică F% şi sînt asimetrice negativ (cazul distribuţiei concentraţiei CaO% în toate rocile cercetate şi a concentraţiei MgO% în calcarele pure de la Rarău) că valorile Fn% se dispun în mod satisfăcător pe două sau trei linii drepte, care se intersectează şi pot fi tratate ca distribuţii normale cu parametrii (media şi abaterea medie pătratică) corespunzători liniei drepte respective. Aceasta denotă o structură complicată a colectivităţilor examinate, ca fiind constituite din două sau trei distribuţii normale trunchiate, juxtapuse. Verificarea acestor distribuţii considerate ca multinormale cu ajutorul criteriului χ^2 a arătat justeţea acestei ipoteze la un nivel de confidenţă superior faţă de cazul ipotezei distribuţiei mononormale. De altfel, ipoteza distribuţiei mononormale pentru CaO% la calcarele pure de la Ghilcoş — Hăghimaş şi la calcarele argiloase şi dolomito-argiloase de la Rarău a fost respinsă ca nejustă prin aplicarea criteriului χ^2, verificîndu-se doar ipoteza distribuţiei binormale.

Asemenea distribuţii multinormale au fost puse în evidenţă recent de L. H. Arhens (2), (3) în cazul distribuţiei SiO_2% şi a K% în roci eruptive, propunînd sistemele multinormale drept explicaţie a distribuţiilor asimetrice. Tratarea matematică a distribuţiilor multinormale a fost făcută de E.J. Green (8).

În studiul de faţă s-a verificat de asemenea ca distribuţie binormală şi un caz de distribuţie cu asimetrie pozitivă (distribuţia concentraţiei SiO_2 în calcarele pure de la Rarău), cu deosebirea că abaterea medie pătratică a distribuţiei trunchiate care corespunde la concentraţii mai mari este mai mică decît abaterea medie pătratică a distribuţiei din domeniul concentraţiilor mici. Pentru distribuţiile asimetrice negative, raportul dintre abaterile medii părtatice ale distribuţiilor parţiale apare opus celui menţionat mai sus şi aceasta în mod sistematic.

Ţinînd seama că volumul colectivităţilor selecţionate depăşeşte 50 de valori, a fost folosit pentru verificarea cantitativă a ipotezei H_0 criteriul χ^2 a lui Pearson :

$$\chi^2_n = \sum \frac{(n_i - np_i)^2}{np_i}, \text{ cu } f = k - l - 1 \text{ grade de libertate, în care } n_i$$

reprezintă frecvenţele empirice fn, iar np_i frecvenţele calculate cu ajutorul funcţiei de distribuţie teoretică luată ca ipoteză H_0, folosind parametrii l (media aritmetică şi abaterea medie pătratică) obţinuţi din distribuţia empirică. Întrucît $l = 2$, în toate cazurile cercetate de noi, a fost luat numărul gradelor de libertate $f = k - 3$.

S-a considerat că există corespondenţă între distribuţia empirică şi distribuţia teoretică atunci cînd mărimea χ^2_n nu depăşeşte valoarea teoretică χ^2_q corespunzătoare nivelului de confidenţă $q \geqslant 0{,}15$. Deoarece pentru distribuţia componenţilor chimici în roci nu a fost încă elaborată propriu-zis o bază teoretică, ne-am însuşit recomandaţia lui A.B. Vis-

telius (24) de a considera ca insuficient pentru acceptarea ipotezei H_0 nivelul de confidență mai mic decît 0,15 și de a se lua valori în jurul lui 0,20 sau mai mari. Evident, această precauție se impune cu atît mai mult în lucrarea de față, care are drept obiect studiul legilor de distribuție în calcare cercetate acum pentru prima oară.

Limitele nivelului de confidență q în care se încadrează χ^2_n au fost luate din tabelul conținut în cartea monografică a lui H. Rancu și L. Tövissi (13).

Modul în care au fost desfășurate calculele pentru verificarea prin criteriul χ^2 a normalității, respectiv a lognormalității distribuțiilor este redat în tabelele nr. 1 și 2. De remarcat că, în cazul H_0 = distribuția lognormală, a fost folosită tehnica de calcul dată de A. B. Vistelius ((24), p. 5), la care drept mărime aleatoare este considerat numărul curent al intervalelor egal logaritmic. Dintre mărimile figurate în aceste tabele ținem să atragem atenția asupra lui p_i, care reprezintă frecvențele teoretice și a constituit, sub forma $p_i \cdot 100$, valorile curbelor f% ale distribuțiilor normale și lognormale teoretice.

Așa cum s-a menționat mai sus, în afară de criteriul χ^2 a fost folosit și criteriul bazat pe evaluarea raportului asimetriei $\bar{\gamma}_1$ — momentul centrat de ordinul trei împărțit la σ^3, la abaterea standard $\sigma_{\bar{\gamma}_1}$ (mărimea $|\bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1}|$), și a raportului excesului $\bar{\gamma}_2$ — momentul centrat de ordinul patru împărțit la σ^4, la abaterea standard corespunzătoare $\sigma_{\bar{\gamma}_2}$ (mărimea $|\bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2}|$). Se consideră că distribuția este verificată ca normală (lognormală) dacă cele două rapoarte au valori mai mici decît 3 și se respinge ca neconfirmată chiar dacă numai unul dintre rapoarte depășește valoarea 3.

Pentru calculul rapoartelor $|\bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1}|$ și $|\bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2}|$ au fost folosite formulele :

H_0 = distribuția normală	H_0 = distribuția lognormală
$\bar{x} = \frac{1}{n}\sum n_i\left(x_i + \frac{h}{2}\right);$	$\overline{\lg x} = \frac{1}{n}\sum n_i\left(\lg\left(x_i + \frac{h}{2}\right)\right);$
$\sigma^2_{\bar{x}} = \frac{1}{n-1}\sum n_i\left(x_i + \frac{h}{2} - \bar{x}\right)^2;$	$\sigma^2_{\overline{\lg x}} = \frac{1}{n-1}\sum n_i\left(\lg\left(x_i + \frac{h}{2}\right) - \overline{\lg x}\right)^2;$
$\bar{\gamma}_1 = \frac{1}{n\sigma^3}\sum n_i\left(x_i + \frac{h}{2} - \bar{x}\right)^3;$	$\bar{\gamma}_1 = \frac{1}{n\sigma^3}\sum n_i\left(\lg\left(x_i + \frac{h}{2}\right) - \overline{\lg x}\right)^3;$
$\bar{\gamma}_2 = \left[\frac{1}{n\sigma^4}\sum n_i\left(x_i + \frac{h}{2} - \bar{x}\right)^4\right] - 3;$	$\bar{\gamma}_2 = \left[\frac{1}{n\sigma^4}\sum n_i\left(\lg\left(x_i + \frac{h}{2}\right) - \overline{\lg x}\right)^4\right] - 3;$
$\sigma_{\bar{\gamma}_1} \simeq \sqrt{\frac{6}{n}};$	$\sigma_{\bar{\gamma}_2} \simeq \sqrt{\frac{24}{n}}.$

Tehnica de calcul este ilustrată în tabelul nr. 3.

Tabelul nr. 1

Verificarea prin criteriul χ^2 a normalității distribuției MgO% în calcarele pure de la Ghilcoș — Hăghimaș

Intervalul	$x_i - \bar{x}$	$z_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$	$\phi(z_i)$	p_i	np_i	n_i	$n_i - np_i$	$(n_i - np_i)^2$	$\frac{(n_i - np_i)^2}{np_i}$
0,00 — 0,09	—0,45	—2,04	—0,4793	0,0207	8,32	2			
0,10 — 0,19	—0,35	—1,59	—0,4441	0,0352	14,15	18	—2,47	6,10	0,27
0,20 — 0,29	—0,25	—1,14	—0,3729	0,0712	28,62	28	—0,62	0,38	0,01
0,30 — 0,39	—0,15	—0,68	—0,2518	0,1211	48,68	44	—4,68	21,90	0,45
0,40 — 0,49	—0,05	—0,23	—0,0910	0,1608	64,64	56	—8,64	74,64	1,15
0,50 — 0,59	0,05	0,23	0,0910	0,1820	73,16	87	13,84	191,54	2,62
0,60 — 0,69	0,15	0,68	0,2518	0,1608	64,64	75	10,36	107,32	1,66
0,70 — 0,79	0,25	1,14	0,3729	0,1211	48,70	44	—4,70	21,90	0,45
0,80 — 0,89	0,35	1,59	0,4441	0,0712	28,62	26	—2,62	6,86	0,24
0,90 — 0,99	0,45	2,04	0,4793	0,0352	14,15	12	—2,15	4,62	0,33
1,00 — 1,09	0,55	2,50	0,4938	0,0145	5,83	0			
1,10 — 1,20	0,66	3,00	0,4986	0,0062	2,49	10	1,68	2,82	0,34
				1,0000	402,00	402			7,52

$\chi^2_n = 7{,}52$; $f = 7$ grade de libertate $\qquad 0{,}40 > q > 0{,}30$

Tabelul nr. 2

Verificarea prin criteriul χ^2 a lognormalității distribuției MgO% în calcarele argiloase de la Rarău

x_i		$x_i - \bar{x}$	$z_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$	$\phi(z_i)$	p_i	np_i	n_i	$n_i - np_i$	$(n_i - np_i)^2$	$\frac{(n_i - np_i)^2}{np_i}$
0,09	1				0,0008	0,04	1			
0,13	2	−4,594	−3,15	−0,4992	0,0060	0,32	0			
0,18	3	−3,594	−2,47	−0,4932	0,0307	1,63	0			
0,25	4	−2,594	−1,78	−0,4625	0,1004	5,32	8	1,69	2,86	0,39
0,35	5	−1,594	−1,09	−0,3621	0,2030	10,76	7	−3,76	14,14	1,31
0,50	6	−0,594	−0,41	−0,1591	0,2694	14,28	12	−2,28	5,20	0,36
0,71	7	0,406	0,28	0,1103	0,2212	11,72	17	−5,28	27,88	2,38
1,00	8	1,406	0,96	0,3315	0,1190	6,31	8			
1,41	9	2,406	1,65	0,4505	0,0399	2,11	0			
2,00	10	3,406	2,34	0,4904	0,0096	0,51	0	−0,93	0,86	0,09
					1,0000	53,00	53	0,00		4,53

$\chi^2_n = 4,53$; $f = 2$ grade de libertate $\quad 0,20 > q > 0,10$

Tabelul nr. 3

Verificarea prin criteriul asimetriei și excesului a normalității distribuției Al_2O_3% în calcarele pure de la Rarău

x_i	$x_i + \frac{h}{2}$	n_i	$n_i \cdot x_i + \frac{h}{2}$	Δ	Δ^2	$n_i \cdot \Delta^2$	Δ^3	$n_i \cdot \Delta^3$	Δ^4	$n_i \cdot \Delta^4$
0,10—0,29	0,20	10	2,0	—0,614	0,377	3,77	—0,231	—2,31	0,142	1,42
0,30—0,49	0,40	27	10,8	—0,414	0,174	4,70	—0,072	—1,94	0,030	0,81
0,50—0,69	0,60	25	15,0	—0,214	0,046	1,15	—0,010	—0,25	0,002	0,05
0,70—0,89	0,80	48	38,4	—0,014	0,002	0,96	0,000	0,00	0,000	0,00
0,90—1,09	1,00	26	26,0	0,196	0,038	0,99	0,007	0,18	0,001	0,02
1,10—1,29	1,20	20	24,0	0,396	0,157	3,14	0,062	1,24	0,025	0,50
1,30—1,49	1,40	10	14,0	0,596	0,355	3,55	0,212	2,12	0,126	1,26
1,50—1,69	1,60	5	8,0	0,796	0,634	3,17	0,505	2,52	0,402	2,11
1,70—1,89	1,80	1	1,8	0,996	0,992	0,99	0,998	1,00	0,984	0,98
1,90—2,10										
		172				22,42		2,55		7,16

$\bar{x}$	σ	σ^2	σ^3	$n\sigma^3$	σ^4	$n\sigma^4$
0,71	0,361	0,130	0,047	8,091	0,017	2,924
			$\bar{\gamma}_1 = 0,315$		$\bar{\gamma}_2 = 0,551$	
			$\sigma_{\bar{\gamma}_1} = 0,187$		$\sigma_{\bar{\gamma}_1} = 0,374$	
			$\lvert \bar{\gamma}_1 / \sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 1,68$		$\lvert \bar{\gamma}_2 / \sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 1,48$	

LEGILE DE DISTRIBUȚIE A CONCENTRAȚIEI ELEMENTELOR CHIMICE ÎN CALCARELE CERCETATE

Cercetările întreprinse ne-au condus la o serie de rezultate (tabelul nr. 4), prezentate sugestiv în figurile 1—12. În baza acestor rezultate conchidem că distribuția concentrației elementelor chimice în calcarele cercetate este guvernată de legea normală (sistem normal sau multinormal) sau de legea lognormală, iar uneori ele constituie distribuții intermediare.

O informare sintetică atît asupra naturii distribuțiilor, cît și a caracteristicilor principale ale distribuțiilor pentru fiecare component chimic și tip petrografic în parte este dată în tabelul nr. 5. De menționat că mărimile $\overline{\lg x}$ și $\sigma_{\overline{\lg x}}$ se referă la legea de probabilitate (număr curent al intervalului egal logaritmic, frecvență absolută), calculate prin tehnica propusă de A.B. Vistelius (24).

În ceea ce privește concluziile geochimice pe care le evidențiază aceste legi, este prematur să se încerce un răspuns, ținînd seama că modelele teoretice ale legilor de distribuție au încă o fundamentare geochimică insuficientă, după cum și de faptul că studiul de față constituie un prim contact cu legile de distribuție a componenților chimici în rocile carbonatice. Pe de altă parte, nu trebuie trecut cu vederea nici faptul că rocile cercetate aparțin unui singur bazin sedimentar, iar ca vîrstă numai la două etaje. De altminteri, problema care se pune în prezent este de a descoperi legile de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci. Sîntem în perioada de inventariere a datelor privitoare la aceste legi, urmînd ca, pe măsură ce se acumulează un număr mai mare de astfel de date, să se treacă la explicarea legilor, la perfecționarea modelelor teoretice.

În raport cu modelele teoretice care au fost elaborate în cazul distribuției concentrației elementelor chimice în rocile eruptive (11), (15), (19), (12), (14) se pot face însă unele observații. Este posibil ca, de exemplu, caracterul distribuției bi- și trinormale să fie pus în legătură cu prezența mai multor generații ale aceluiași mineral în aceeași rocă, după cum distribuția normală a magneziului în calcarele pure (clasificarea Vișneakov) să argumenteze asupra existenței mai multor grade de substituție a calciului cu magneziu, mai ales că în calcarele pure — Rarău, distribuția este trinormală (fig. 10). Pe de altă parte, distribuția aluminiului în calcarele pure de la Ghilcoș — Hăghimaș, verificată ca lognormală (fig. 3, *A*), trebuie totuși respinsă, ținînd seama că acest component este repartizat între mai mult decît trei minerale cu pondere cvasiegală (fig. 13) și deci sînt satisfăcute cerințele modelului teoretic al normalității bazat pe teorema limită centrală a lui Liapunov (10). Acest caz și, în oarecare măsură, distribuțiile intermediare ale siliciului (fig. 1, *A* și *C*) atrag atenția asupra necesității unui studiu mai aprofundat cu privire la precizia rezultatelor de analiză. O situație analogă față de modelul normalității prezintă modul de repartiție a aluminiului între mineralele argiloase din calcarele dolomito-argiloase, pentru care s-a verificat cu

Tabelul nr. 4

Prezentare sintetică a rezultatelor obținute în scopul de a determina natura statistică a distribuției componenților chimici în calcarele cercetate

Componentul chimic	Tipul petrografic și localizarea	Ipoteza H_0	Verificarea ipotezei H_0 — metoda folosită	Valoarea calculată a criteriului	Nr. figurii în care este reprezentată distribuția
SiO_2	calcare pure (Ghilcoș—Hăghimaș)	distribuție lognormală	χ^2	$\chi^2_n = 13{,}96$; $f = 3$; $0{,}001 > q > 0{,}0005$	fig. 1, *A*
			asimetrie și exces	$\lvert \bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1} \rvert = 0{,}00$; $\lvert \bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 12{,}3$	
	calcare pure (Rarău)	d. normală, sistem mononormal	χ^2	$\chi^2_n = 7{,}82$; $f = 7$; $0{,}40 > q > 0{,}30$	fig. 2, A_1, a_1, A'_1
		sistem binormal	χ^2	$\chi^2_n = 4{,}79$; $f = 7$; $0{,}70 > q > 0{,}60$	fig. 2, A_2, a_2, A'_2
		sistem trinormal	χ^2	$\chi^2_n = 4{,}68$; $f = 7$; $0{,}70 > q > 0{,}60$	fig. 2, A_3, a_3, A'_3
	calcare argiloase (Rarău)	distribuție normală	χ^2	$\chi^2_n = 9{,}25$; $f = 3$; $0{,}05 > q > 0{,}025$	fig. 1, *D*
			asimetrie și exces	$\lvert \bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1} \rvert = 2{,}67$; $\lvert \bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 0{,}14$	
	calcare slab dolomitice (Rarău)	distribuție normală	χ^2	$\chi^2_n = 1{,}93$; $f = 6$; $0{,}99 > q > 0{,}975$	fig. 1, *B*
	calcare dolomito-argiloase (Rarău)	distribuție lognormală	asimetrie și exces	$\lvert \bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1} \rvert = 3{,}38$; $\lvert \bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 0{,}47$	fig. 1, *C*
Al_2O_3	calcare pure (Ghilcoș—Hăghimaș)	distribuție lognormală	χ^2	$\chi^2_n = 10{,}60$; $f = 7$; $0{,}20 > q > 0{,}10$	fig. 3, A_0, *A*

Al_2O_3	calcare pure (Rarău)	d. normală	asimetrie și exces	$\lvert \bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1} \rvert = 1{,}68$; $\lvert \bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 1{,}48$	fig. 3, *B*
			χ^2	$\chi^2_n = 10{,}32$; $f = 5$; $0{,}10 > q > 0{,}05$	
	calcare argiloase (Rarău)	d. normală	χ^2	$\chi^2_n = 3{,}17$; $f = 4$; $0{,}60 > q > 0{,}50$	fig. 3, *C*
	calcare slab dolomitice (Rarău)	distribuție normală	χ^2	$\chi^2_n = 7{,}54$; $f = 4$; $0{,}20 > q > 0{,}10$	fig. 4, *A*
	calcare dolomito-argiloase (Rarău)	d. lognormală	χ^2	$\chi^2_n = 5{,}61$; $f = 4$; $0{,}30 > q > 0{,}20$	fig. 4, B_0, *B*
			asimetrie și exces	$\lvert \bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1} \rvert = 0{,}14$; $\lvert \bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 1{,}18$	
		d. normală	asimetrie și exces	$\lvert \bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1} \rvert = 2{,}82$; $\lvert \bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 0{,}27$	
			χ^2	$\chi^2_n = 5{,}24$; $f = 4$; $0{,}30 > q > 0{,}20$	
Fe_2O_3	calcare pure (Ghilcoș—Hăghimaș)	distribuție lognormală	χ^2	$\chi^2_n = 1{,}66$; $f = 1$; $0{,}20 > q > 0{,}10$	fig. 5, A_0, *A*
	calcare pure (Rarău)	d. lognormală	χ^2	$\chi^2_n = 1{,}53$; $f = 1$; $0{,}30 > q > 0{,}20$	fig. 5, B_0, *B*
			asimetrie și exces	$\lvert \bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1} \rvert = 0{,}29$; $\lvert \bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 0{,}72$	
	calcare argiloase (Rarău)	d. lognormală	χ^2	$\chi^2_n = 15{,}05$; $f = 2$; $0{,}001 > q > 0{,}0005$	fig. 6, *C*
			asimetrie și exces	$\lvert \bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1} \rvert = 3{,}37$; $\lvert \bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 2{,}65$	
	calcare slab dolomitice (Rarău)	d. lognormală	χ^2	$\chi^2_n = 7{,}49$; $f = 2$; $0{,}025 > q > 0{,}01$	fig. 6, A_0, *A*
			asimetrie și exces	$\lvert \bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1} \rvert = 1{,}42$; $\lvert \bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 0{,}56$	

Tabelul nr. 4 (continuare)

Componentul chimic	Tipul petrografic și localizarea	Ipoteza H_0	Verificarea ipotezei H_0 — metoda folosită	Valoarea calculată a criteriului	Nr. figurii în care este reprezentată distribuția
Fe_2O_3	calcare dolomito-argiloase (Rarău)	d. longnormală	χ^2	$\chi^2_n = 15{,}2$; $f = 1$; $q < 0{,}0005$	fig. 6, *B*
			asimetrie și exces	$\lvert \bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1} \rvert = 5{,}64$; $\lvert \bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 6{,}22$	
CaO	calcare pure (Ghilcoș—Hăghimaș)	d. normală, sistem binormal	χ^2	$\chi^2_n = 9{,}39$; $f = 12$; $0{,}70 > q > 0{,}60$	fig. 8, *A*, *a*
	calcare pure (Rarău)	d. normală, sistem mononormal	χ^2	$\chi^2_n = 7{,}42$; $f = 8$; $0{,}50 > q > 0{,}40$	fig. 7, A_1, a_1
		sistem binormal	χ^2	$\chi^2_n = 2{,}38$; $f = 8$; $0{,}975 > q > 0{,}95$	fig. 7, A_2, a_2
	calcare argiloase (Rarău)	d. normală, sistem mononormal	χ^2	$\chi^2_n = 17{,}19$; $f = 4$; $0{,}005 > q > 0{,}001$	
		sistem binormal	χ^2	$\chi^2_n = 2{,}29$; $f = 3$; $0{,}60 > q > 0{,}50$	fig. 8, *B*, *b*
	calcare slab dolomitice (Rarău)	d. normală, sistem mononormal	χ^2	$\chi^2_n = 5{,}64$; $f = 4$; $0{,}30 > q > 0{,}20$	fig. 9, A_1, a_1
		sistem binormal	χ^2	$\chi^2_n = 4{,}81$; $f = 4$; $0{,}40 > q > 0{,}30$	fig. 9, A_2, a_2
	calcare dolomito-argiloase (Rarău)	d. normală, sistem binormal	χ^2	$\chi^2_n = 1{,}35$; $f = 3$; $0{,}80 > q > 0{,}70$	fig. 8, *C*, *c*

MgO	calcare pure (Ghilcoș—Hăghimaș)	d. normală	χ^2	$\chi^2_n = 7{,}32$; $f = 7$; $0{,}40 > q > 0{,}30$	fig. 11, A
	calcare pure (Rarău)	d. normală, sistem mononormal	χ^2	$\chi^2_n = 13{,}25$; $f = 9$; $0{,}20 > q > 0{,}10$	fig. 10, A_1, a_1, A'_1
		sistem binormal	χ^2	$\chi^2_n = 7{,}11$; $f = 9$; $0{,}70 > q > 0{,}60$	fig. 10, A_2, a_2, A'_2
		sistem trinormal	χ^2	$\chi^2_n = 3{,}57$; $f = 9$; $0{,}95 > q > 0{,}90$	fig. 10, A_3, a_3, A'_3
	calcare argiloase (Rarău)	d. lognormală	χ^2	$\chi^2_n = 4{,}53$; $f = 2$; $0{,}20 > q > 0{,}10$	fig. 11, B
		d. normală	asimetrie și exces	$\lvert \bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1} \rvert = 1{,}73$; $\lvert \bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 4{,}32$	
	calcare slab dolomitice (Rarău)	d. lognormală	asimetrie și exces	$\lvert \bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1} \rvert = 3{,}51$; $\lvert \bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 0{,}14$	fig. 11, C
	calcare dolomito-argiloase (Rarău)	d. lognormală	asimetrie și exces	$\lvert \bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1} \rvert = 1{,}37$; $\lvert \bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2} \rvert = 0{,}95$	fig. 12, A_0, A
			χ^2	$\chi^2_n = 1{,}81$; $f = 3$; $0{,}70 > q > 0{,}60$	

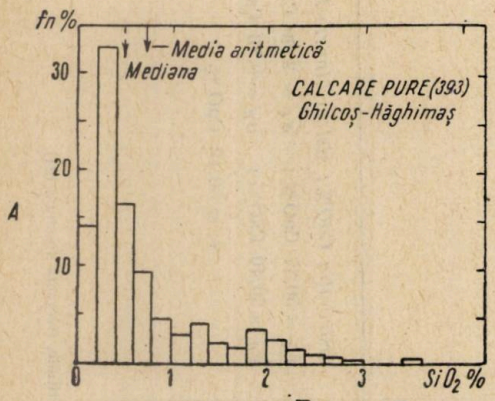
Tabelul nr. 5

Caracteristicile distribuției componenților chimici în calcarele cercetate*

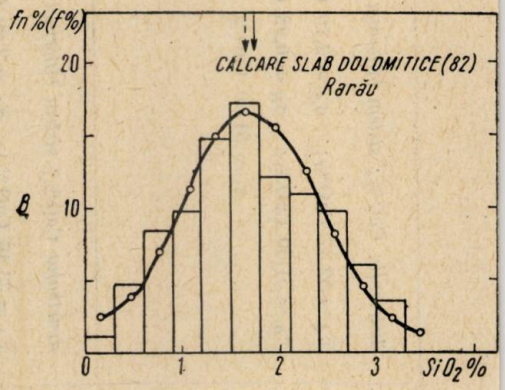
Roca	Caracterisici	Componentul chimic					Observații
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	
Calcare pure (Ghilcoș—Hăghimaș)	n	393	220	232	426	406	*distribuția CaO%; sistem binormal*
	$\bar{x}$	0,69	0,52	0,23	54,60	0,54	$\bar{x}_A = 54{,}77$ CaO%; $\sigma_A = 1{,}00$ CaO%
	$\overline{\lg x}$	— 0,321	—	—0,850	—	—	$\bar{x}_B = 55{,}02$ CaO%; $\sigma_B = 0{,}34$ CaO%
	$\sigma_{\bar{x}}$	0,66	0,35	0,13	0,80	0,29	$x_i = 55{,}14$ CaO%
	$\sigma_{\overline{\lg x}}$	1,235	—	0,280	—	—	
	mediana	0,50	0,37	0,18	54,87	0,58	
	modulul	0,30	0,30	0,12	55,35	0,50	
	natura distribuției	intermediară	(normală ?)	lognormală	multinormală	normală	
Calcare pure (Rarău)	n	183	172	183	182	183	*distribuția SiO_2%; sistem binormal*
	$\bar{x}$	1,66	0,71	0,32	53,72	0,60	$\bar{x}_A = 1{,}44$ SiO_2%; $\sigma_A = 0{,}46$ SiO_2%
	$\overline{\lg x}$	—	—	—0,542	—	—	$\bar{x}_B = 1{,}62$ SiO_2%; $\sigma_B = 0{,}85$ SiO_2%
	$\sigma_{\bar{x}}$	0,73	0,36	0,26	0,80	0,29	$x_i = 1{,}22$ SiO_2%
	$\sigma_{\overline{\lg x}}$	—	—	0,269	—	—	*sistem trinormal*
	mediana	1,65	0,70	0,35	53,75	0,65	A B
	modulul	1,10	0,70	0,35	54,35	0,85	$\bar{x}_C = 2{,}40$ SiO_2%; $\sigma_C = 0{,}42$ SiO_2%
	natura distribuției	multinormală	normală	lognormală	multinormală	multinormală	$x_i = 1{,}22$ SiO_2%
							$x_{ii} = 3{,}14$ SiO_2%
							distribuția MgO%; sistem binormal
							$\bar{x}_A = 0{,}65$ MgO%; $\sigma_A = 0{,}32$ MgO%
							$\bar{x}_C = 0{,}73$ MgO%; $\sigma_C = 0{,}18$ MgO%
							$x_i = 0{,}84$ MgO%
							sistem trinormal
							$\bar{x}_A = 0{,}61$ MgO%; $\sigma_A = 0{,}30$ MgO%
							$\bar{x}_B = 0{,}60$MgO%; $\sigma_B = 0{,}43$ MgO%
							$\bar{x}_C = 0{,}73$ MgO%; $\sigma_C = 0{,}18$ MgO%
							$x_i = 0{,}64$ MgO%
							$x_{ii} = 0{,}83$ MgO%

Calcare argiloase (Rarău)	n	55	56	57	57	57	*distribuția CaO%; sistem binormal*
	$\overline{x}$	4,34	1,89	0,61	51,23	0,68	
	$\overline{\lg x}$	—	—	−0,332	—	—	$\overline{x}_A = 52{,}37$ CaO%; $\sigma_A = 2{,}70$ CaO%
	$\sigma_{\overline{x}}$	1,59	1,06	0,44	1,60	0,30	$\overline{x}_B = 51{,}50$ CaO%; $\sigma_B = 0{,}98$ CaO%
	$\sigma_{\overline{\lg x}}$	—	—	0,404	—	—	$x_i = 51{,}00$ CaO%
	mediana	4,25	1,75	0,50	51,75	0,75	
	modulul	3,50	1,75	0,40	51,75	1,00	
	natura distribuției	normală	normală	intermediară	multi-normală	inter-mediară	
Calcare slab dolomitice (Rarău)	n	82	81	81	82	82	*distribuția CaO%; sistem binormal*
	$\overline{x}$	1,69	0,99	0,40	52,62	1,83	
	$\overline{\lg x}$	—	—	−0,400	—	0,228	$\overline{x}_A = 53{,}46$ CaO%; $\sigma_A = 2{,}00$ CaO%
	$\sigma_{\overline{x}}$	0,71	0,45	0,26	1,19	0,84	$\overline{x}_B = 52{,}82$ CaO%; $\sigma_B = 0{,}84$ CaO%
	$\sigma_{\overline{\lg x}}$	—	—	0,114	—	0,164	$x_i = 52{,}38$ CaO%
	mediana	1,65	0,90	0,35	53,00	1,45	
	modulul	1,65	1,00	0,25	53,00	1,15	
	natura distribuției	normală	normală	lognormală	multi-normală	inter-mediară	
Calcare dolomito-argiloase (Rarău)	n	81	78	78	76	81	*distribuția CaO%; sistem binormal*
	$\overline{x}$	5,60	2,04	0,84	49,38	1,97	
	$\overline{\lg x}$	0,700	—	−0,243	—	0,277	$\overline{x}_A = 50{,}37$ CaO%; $\sigma_A = 2{,}00$ CaO%
	$\sigma_{\overline{x}}$	2,01	0,89	0,63	2,50	0,62	$\overline{x}_B = 50{,}40$ CaO%; $\sigma_B = 0{,}86$ CaO%
	$\sigma_{\overline{\lg x}}$	0,179	—	0,364	—	0,129	$x_i = 50{,}42$ CaO%
	mediana	4,50	1,80	0,75	50,50	1,95	
	modulul	3,50	1,40	0,45	50,50	1,10	
	natura distribuției	intermediară	normală	intermediară	multi-normală	lognor-mală	

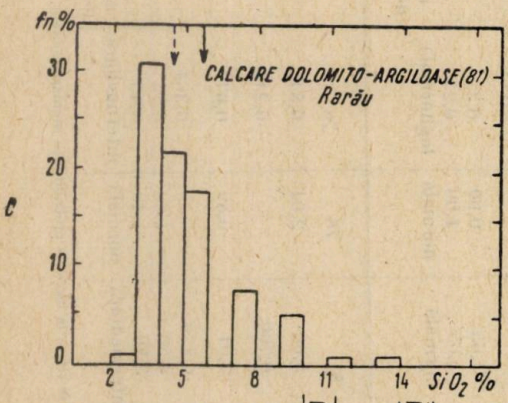
★ Valorile $\overline{\lg x}$ și $\sigma_{\overline{\lg x}}$ se referă la legea de probabilitate (numărul curent al intervalului egal logaritmic, frecvența absolută) (24).



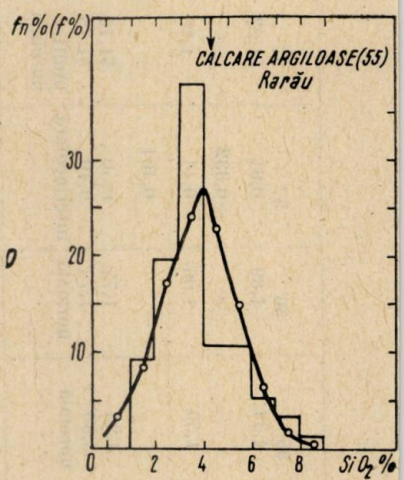
$\overline{lgx} = -0,321$, $\sigma = 1,235$ $\left|\frac{\overline{\gamma}_1}{\sigma_{\overline{\gamma}_1}}\right| = 0,00$ $\left|\frac{\overline{\gamma}_2}{\sigma_{\overline{\gamma}_2}}\right| = 12,3$



$0,99 > q > 0,975$; $\chi^2_n = 1,93$, $f = 6$ grade de libertate



$\overline{lgx} = 0,700$, $\sigma = 0,179$ $\left|\frac{\overline{\gamma}_1}{\sigma_{\overline{\gamma}_1}}\right| = 3,58$ $\left|\frac{\overline{\gamma}_2}{\sigma_{\overline{\gamma}_2}}\right| = 0,47$



$\left|\frac{\overline{\gamma}_1}{\sigma_{\overline{\gamma}_1}}\right| = 2,67$ $\left|\frac{\overline{\gamma}_2}{\sigma_{\overline{\gamma}_2}}\right| = 0,14$

$0,05 > q > 0,025$; $\chi^2_n = 9,25$, $f = 3$ grade de libertate

Fig. 1

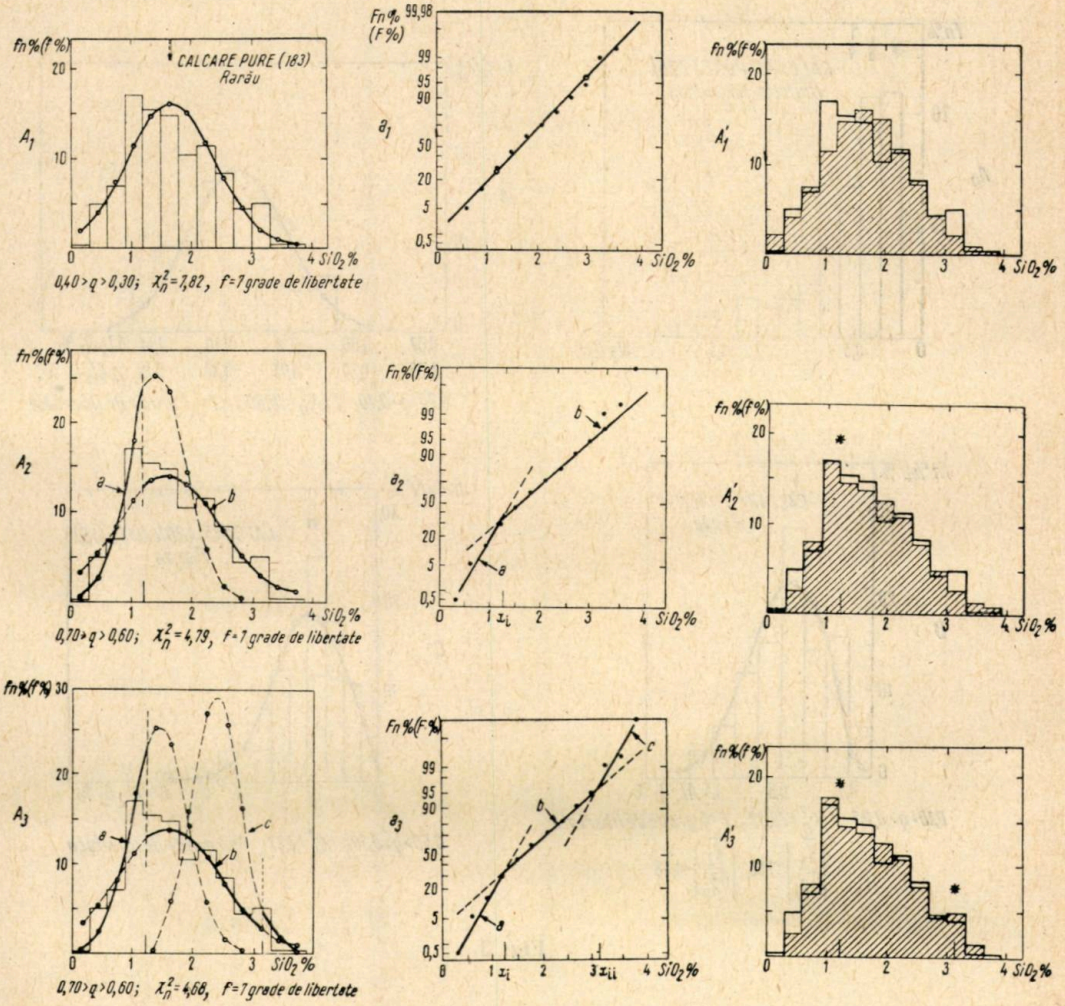
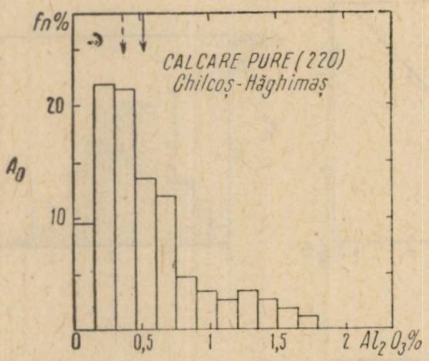
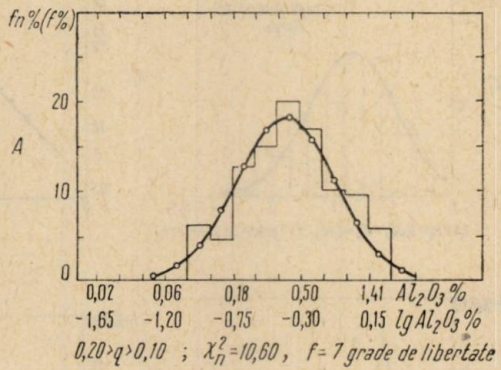
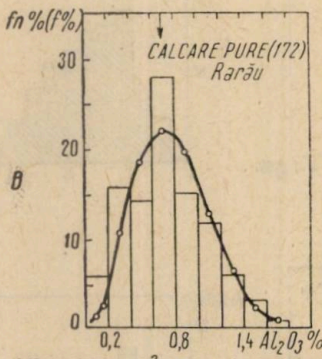

CALCARE PURE (183)
Rarău
A_1
a_1
A'_1
A_2
a_2
A'_2
A_3
a_3
A'_3
$SiO_2\%$
$Fn\%(F\%)$
$0,40 > q > 0,30$; $\chi^2_n = 1,82$, $f = 7$ grade de libertate
$0,70 > q > 0,60$; $\chi^2_n = 4,79$, $f = 7$ grade de libertate
$0,70 > q > 0,60$; $\chi^2_n = 4,66$, $f = 7$ grade de libertate

Fig. 2



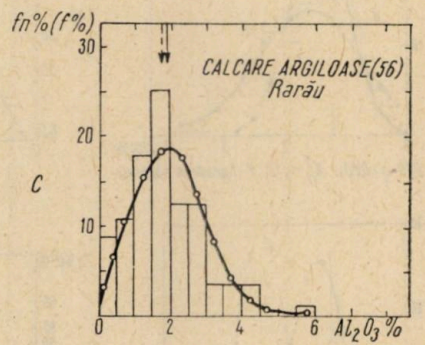


$0,20 > q > 0,10$; $\chi^2_n = 10,60$, $f = 7$ grade de libertate



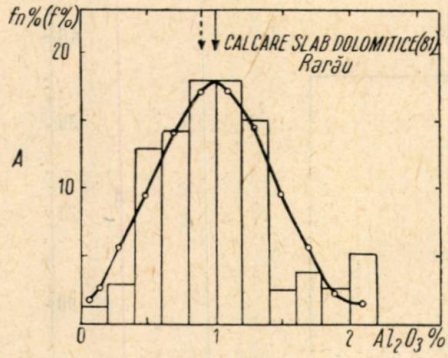
$0,10 > q > 0,05$; $\chi^2_n = 10,32$, $f = 5$ grade de libertate

$\left|\frac{\bar{\delta}_1}{\sigma_{\bar{\delta}_1}}\right| = 1,68$ $\left|\frac{\bar{\delta}_2}{\sigma_{\bar{\delta}_2}}\right| = 1,48$

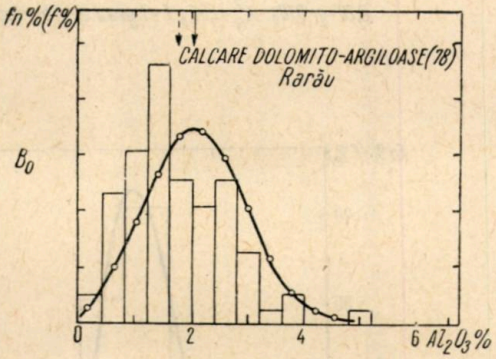


$0,60 > q > 0,50$; $\chi^2_n = 3,17$, $f = 4$ grade de libertate

Fig. 3

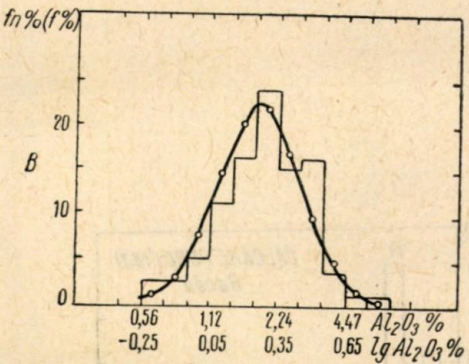


$0,20>q>0,10$; $\chi^2_{fn}=7,54$, $f=4$ grade de libertate



$0,30>q>0,20$; $\chi^2_{fn}=5,24$, $f=4$ grade de libertate

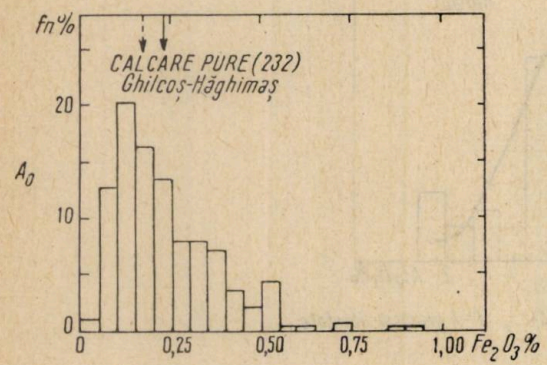
$\left|\frac{\bar{\delta}_1}{\sigma_{\bar{\delta}_1}}\right|=2,82$ $\left|\frac{\bar{\delta}_2}{\sigma_{\bar{\delta}_2}}\right|=0,27$

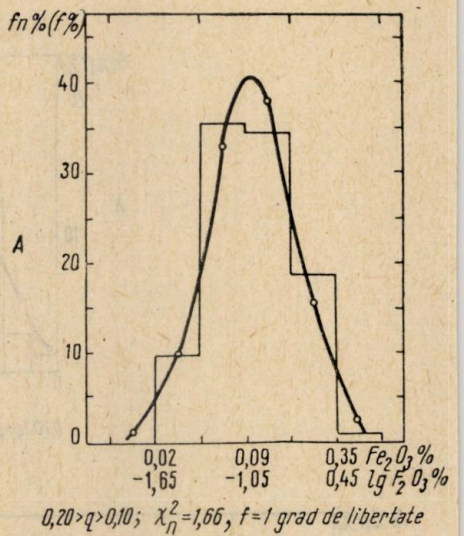


$0,30>q>0,20$; $\chi^2_{fn}=5,16$, $f=4$ grade de libertate

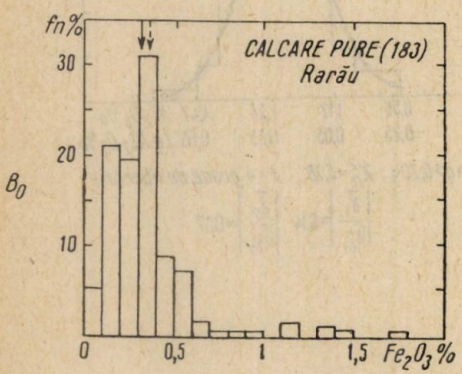
$\left|\frac{\bar{\delta}_1}{\sigma_{\bar{\delta}_1}}\right|=0,14$ $\left|\frac{\bar{\delta}_2}{\sigma_{\bar{\delta}_2}}\right|=0,17$

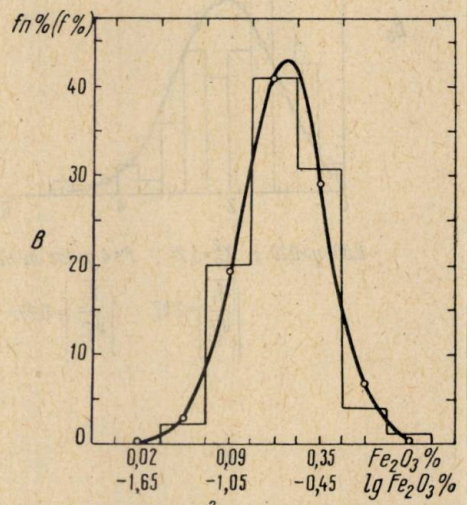
Fig. 4





$0,20 > q > 0,10$; $\chi^2_n = 1,66$, $f = 1$ grad de libertate

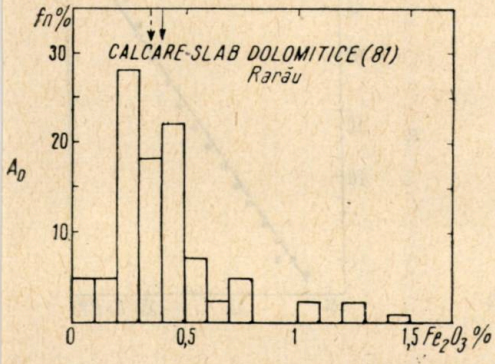


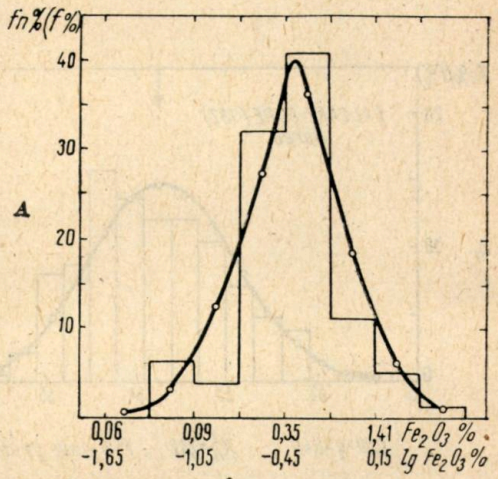


$0,30 > q > 0,20$; $\chi^2_n = 1,53$, $f = 1$ grad de libertat

$\left|\frac{\bar{\gamma}_1}{\sigma_{\bar{\gamma}_1}}\right| = 0,29$ $\left|\frac{\bar{\gamma}_2}{\sigma_{\bar{\gamma}_2}}\right| = 0,71$

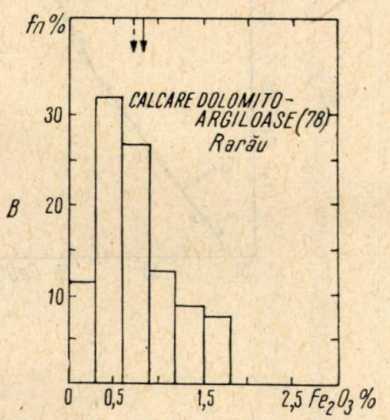
Fig. 5



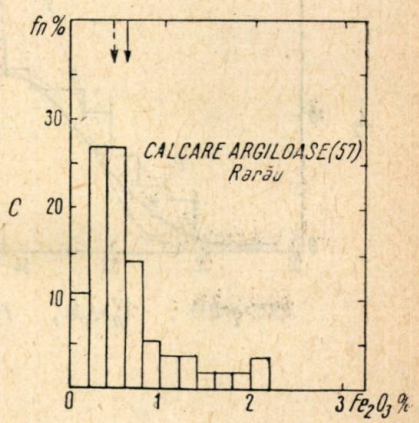


$0{,}025 > q > 0{,}01$; $\chi^2_n = 7{,}49$, $f = 2$ grade de libertate

$\left|\frac{\bar{\gamma}_1}{\sigma_{\bar{\gamma}_1}}\right| = 1{,}42$ $\left|\frac{\bar{\gamma}_2}{\sigma_{\bar{\gamma}_2}}\right| = 0{,}55$

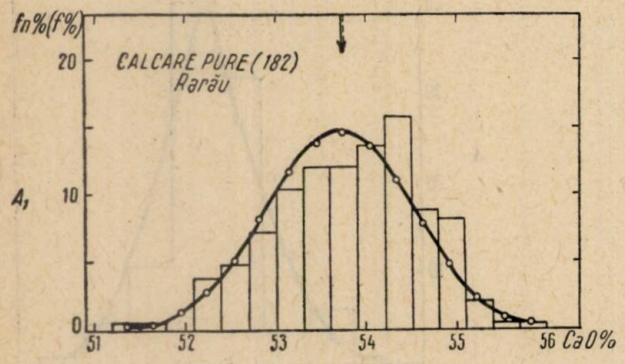


$\overline{lgx} = -0{,}243$, $\sigma = 0{,}364$ $\left|\frac{\bar{\gamma}_1}{\sigma_{\bar{\gamma}_1}}\right| = 5{,}64$ $\left|\frac{\bar{\gamma}_2}{\sigma_{\bar{\gamma}_2}}\right| = 6{,}22$

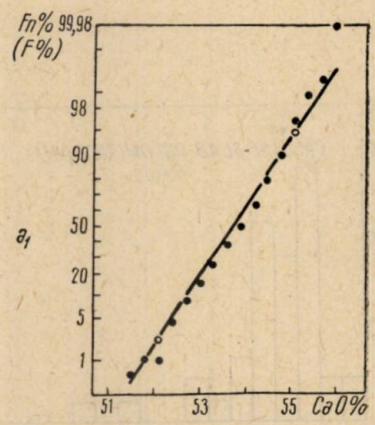


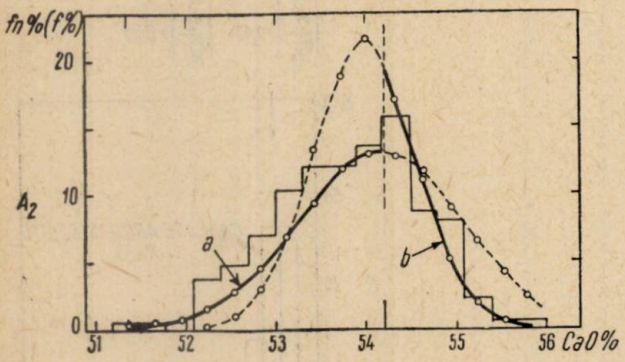
$lgx = -0{,}332$, $\sigma = 0{,}404$ $\left|\frac{\bar{\gamma}_1}{\sigma_{\bar{\gamma}_1}}\right| = 3{,}37$ $\left|\frac{\bar{\gamma}_2}{\sigma_{\bar{\gamma}_2}}\right| = 2{,}65$

Fig. 6



$0{,}50 > q > 0{,}40$; $\chi^2_n = 7{,}42$, $f = 8$ grade de libertate





$0{,}975 > q > 0{,}95$; $\chi^2_n = 2{,}38$, $f = 8$ grade de libertate

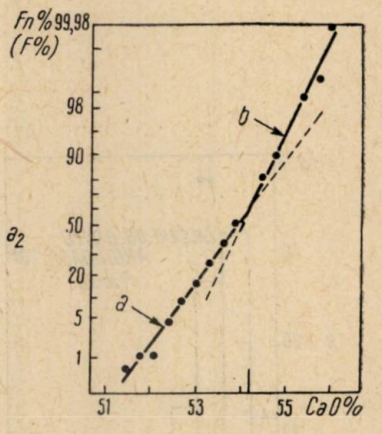
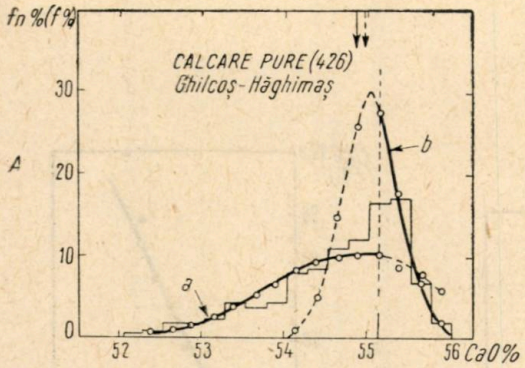
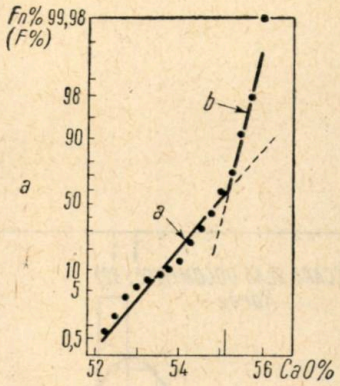
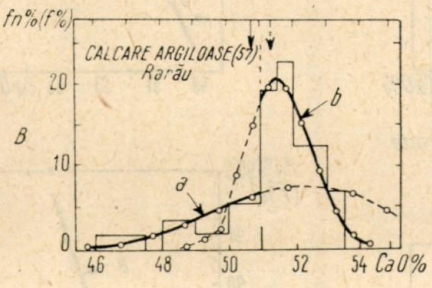


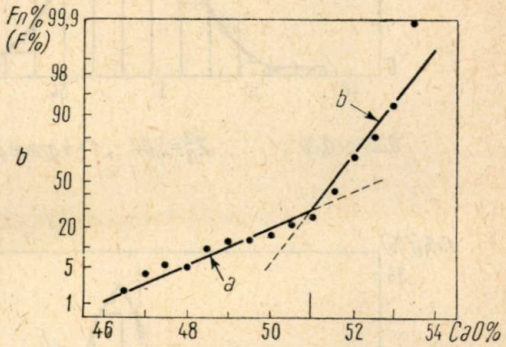
Fig. 7



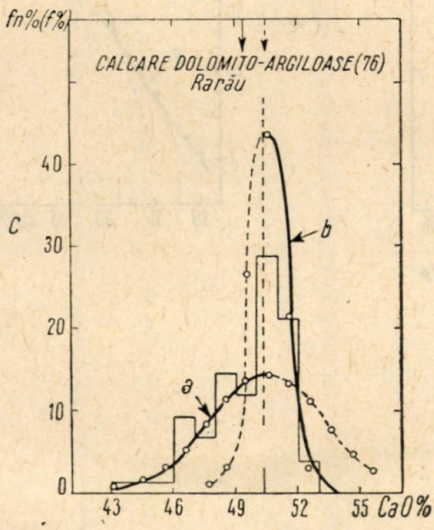


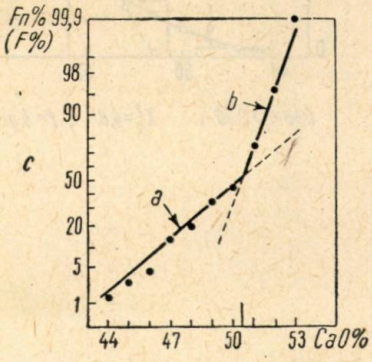
$0{,}70 > q > 0{,}60$; $\chi^2_n = 9{,}39$, $f = 12$ grade de libertate





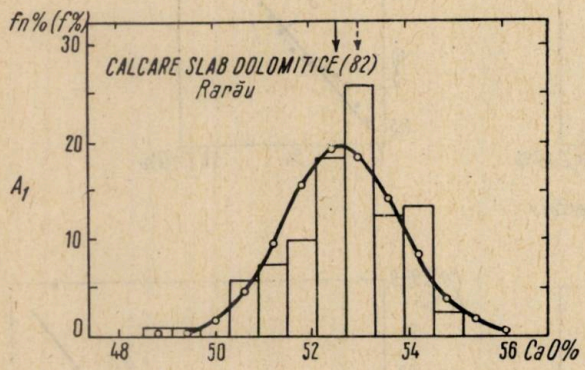
$0{,}60 > q > 0{,}50$; $\chi^2_n = 2{,}29$, $f = 3$ grade de libertate

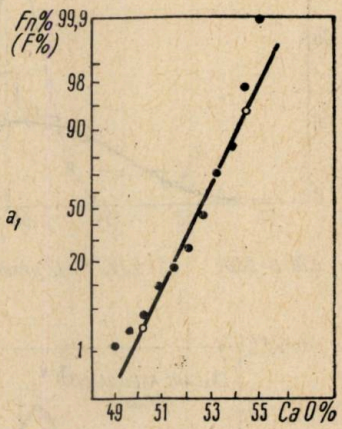




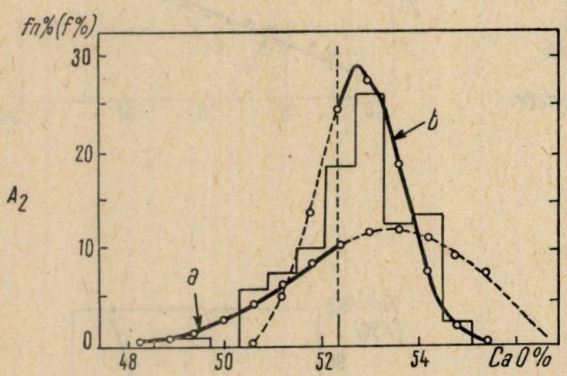
$0{,}80 > q > 0{,}70$; $\chi^2_n = 1{,}35$, $f = 3$ grade de libertate.

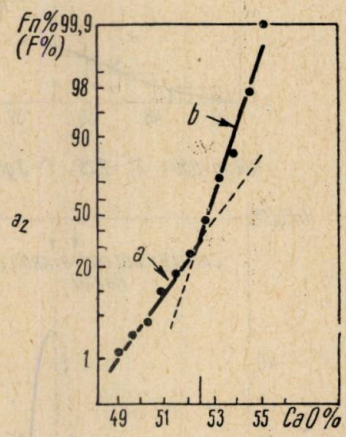
Fig. 8.





$0{,}30 > q > 0{,}20$; $\chi^2_n = 5{,}64$, $f = 4$ grade de libertate





$0{,}40 > q > 0{,}30$; $\chi^2_n = 4{,}81$, $f = 4$ grade de libertate

Fig. 9

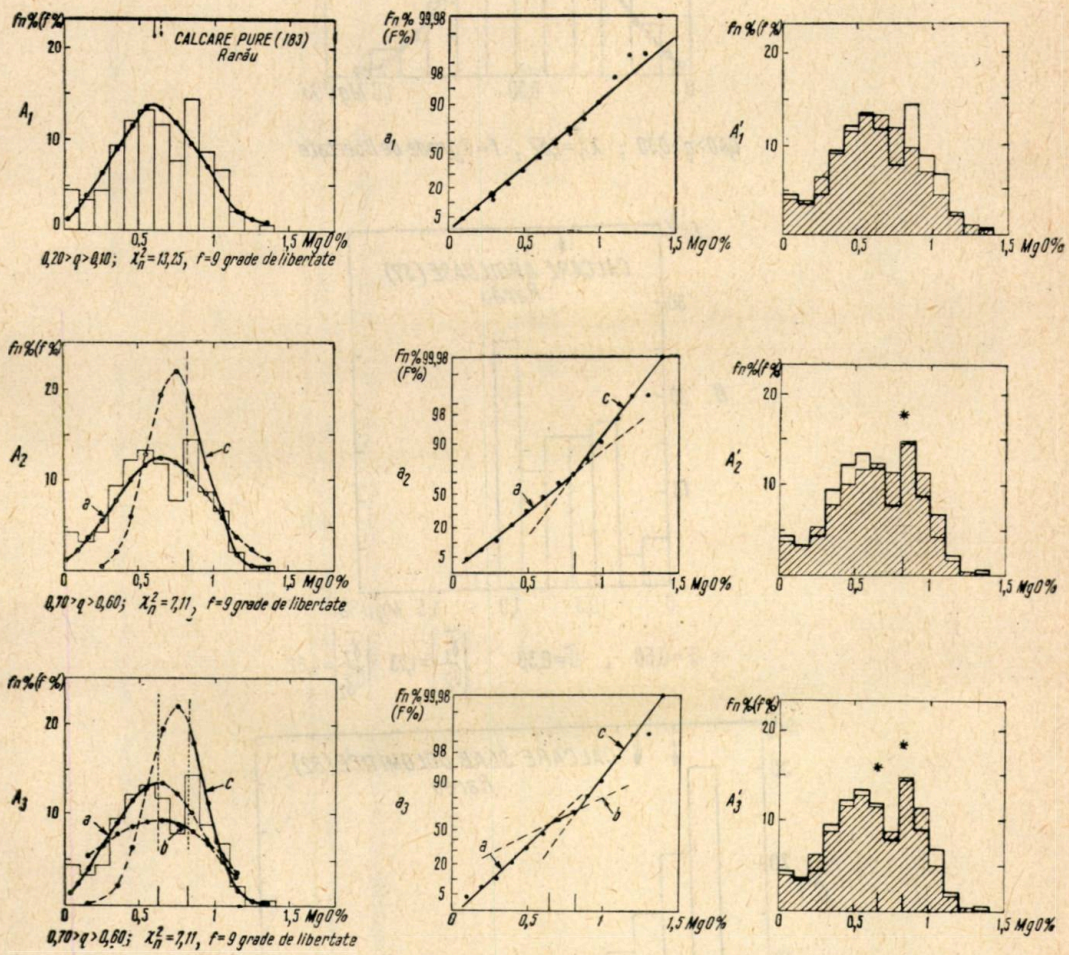
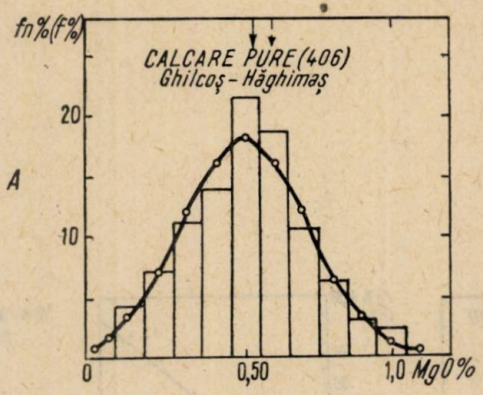
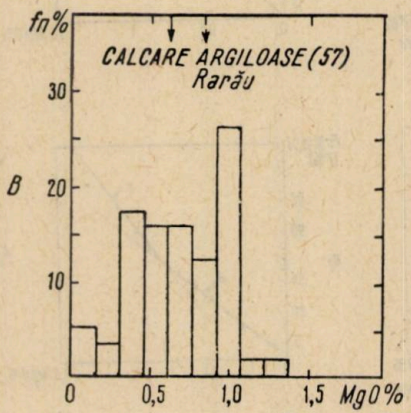

CALCARE PURE (183)
Rarău
0,20>q>0,10; χ^2_n=13,25, f=9 grade de libertate
0,70>q>0,60; χ^2_n=7,11, f=9 grade de libertate
0,70>q>0,60; χ^2_n=7,11, f=9 grade de libertate
Mg0%

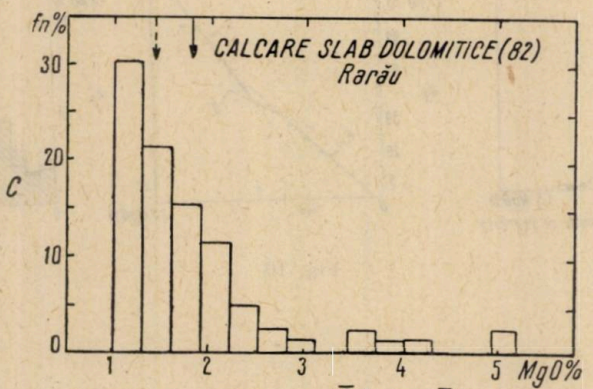
Fig. 10



$0{,}40 > q > 0{,}30$; $\chi^2_n = 7{,}52$, $f = 7$ grade de libertate

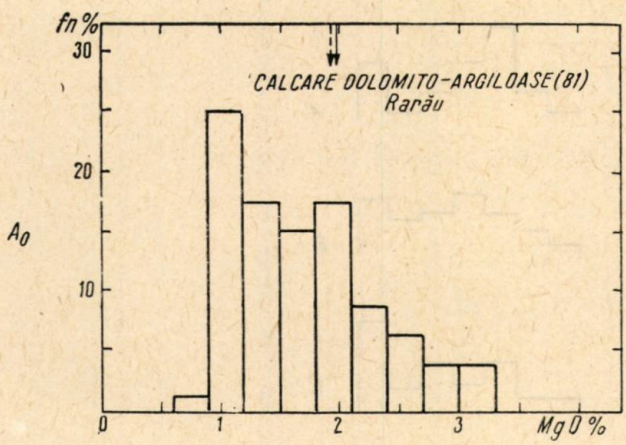


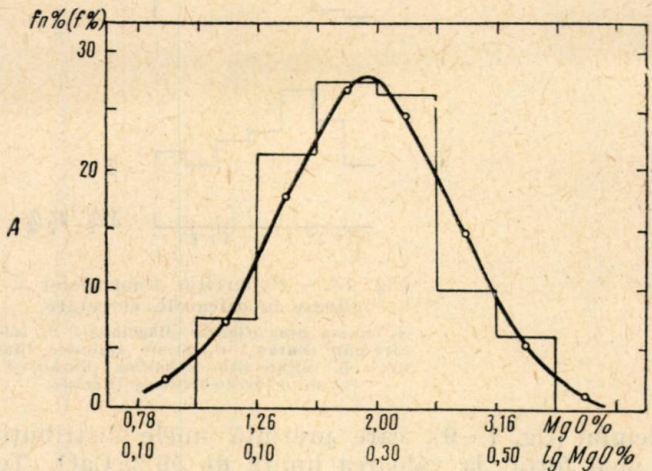
$\bar{x} = 0{,}68$, $\sigma = 0{,}30$ $\left|\frac{\bar{\delta}_1}{\sigma_{\bar{\delta}_1}}\right| = 1{,}73$ $\left|\frac{\bar{\delta}_2}{\sigma_{\bar{\delta}_2}}\right| = 4{,}32$



$\overline{lgx} = 0{,}228$, $\sigma = 0{,}164$ $\left|\frac{\bar{\delta}_1}{\sigma_{\bar{\delta}_1}}\right| = 3{,}51$ $\left|\frac{\bar{\delta}_2}{\sigma_{\bar{\delta}_2}}\right| = 0{,}14$

Fig. 11





$0{,}70 > q > 0{,}60$; $\chi^2_n = 1{,}81$, $f = 3$ grade de libertate

$$\left|\frac{\bar{\gamma}_1}{\sigma_{\bar{\gamma}_1}}\right| = 1{,}37 \qquad \left|\frac{\bar{\gamma}_2}{\sigma_{\bar{\gamma}_2}}\right| = 0{,}94$$

Fig. 12

aceeaşi confidenţă atît legea normală, cît îşi lognormală (fig. 4, B_0 şi B), dintre care adoptăm însă legea normală. Interes metodologic poartă de asemenea distribuţiile multinormale în general, şi îndeosebi în cazul

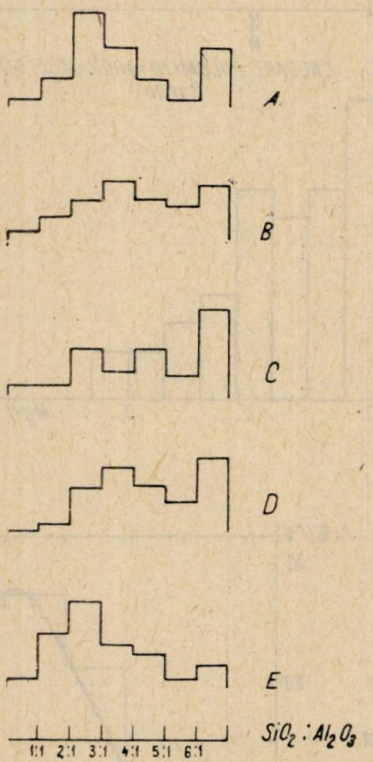


Fig. 13. — Repartiţia mineralelor argiloase în calcarele cercetate.

A, Calcare pure (Ghilcoş–Hăghimaş); *B*, calcare pure (Rarău); *C*, calcare argiloase (Rarău); *D*, calcare slab dolomitice (Rarău); *E*, calcare dolomito-argiloase (Rarău).

calciului (fig. 7—9), care prezintă unele distribuţii parţiale trunchiate în mod forţat la valoarea limită de 56% CaO. Toate acestea arată că aspectele metodologice trebuie, în prezent, să fie în atenţia noastră înainte de a încerca unele aprecieri de ordin geochimic.

BIBLIOGRAFIE

1. Arhens L. H., *The lognormal distribution of the elements*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1954, **5**, 49—53, **6**, 121—131; 1957, **11**, 205—212; 1963, **27**, 333—343.
2. — *Element distribution in igneous rocks. VI. Negative skewness of SiO_2 and K*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1963, **27**, 929—939.

3. Arhens L. H., *Element distributions in igneous rocks. VII. A reconnaissance survey of the distribution of SiO_2 in granitic and basaltic rocks*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1964, **28**, 271–291.
4. Aubrey K. V., *Frequency distribution of elements in igneous rocks*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1956, **8**, 83–89.
5. Chayes F., *The lognormal distribution of the elements : a discussion*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1954, **6**, 119–120.
6. Goldschmidt V., *Geochemistry*, Clarendon Press, Oxford, 1954, 1.
7. Graf D. L., *Minor elements distribution in sedimentary carbonate rocks*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1962, **26**, 849–857.
8. Green E. J., *Some comments on the bi-normal frecquency distribution*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1963, **27**, 1 071–1 075.
9. Matheron G., *Traité de géostatistique appliquée. I*, Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières, 1962, *14*.
10. Mihoc Gh. și Urseanu V., *Matematici aplicate în statistică*, Edit. Acad. R.P.R., București, 1962.
11. Miller R. L. a. Goldberg E. D., *The normal distribution in geochemistry*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1955, **8**, 53–62.
12. Miller R. L. a. Kahn J. S., *Statistical analysis in geological sciences*, John Wiley and Sons, New York, 1962.
13. Rancu N. și Tövissi L., *Statistica matematică cu aplicații în producție*, Edit. Acad. R.P.R., București, 1963.
14. Родионов Д. А., *Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах* (теза), Москва, 1964.
15. Rogers J. J. W., *Geologic interpretation of frequency distributions*, Report of the 21 Session Norden Inter. Geol. Congr., Part. XXI, Copenhaga, 1960, 275–281.
16. Savul M. și Ianovici V., *Chimismul calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali*, St. și cerc. geol., 1959, **IV**, *1*, 37–57.
17. — *Chimismul rocilor dolomitice de la Hunedoara*, St. și cerc. geol., 1959, **IV**, *1*, 59–83.
18. — *Geochimia elementelor majore în rocile carbonatice din R.P.R.*, St. și cerc. geol., 1961, **VI**, *1*, 121–135.
19. Shaw D. M., *Element distribution laws in geochemistry*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1961, **23**, 116–135.
20. Смирнов С. И., *О вероятностно статистических закономерностях распределения химических элементов в природных водах*, Геохимия, 1963, **4**, 417—426.
21. Takahisa Hanya et Fumio Sawada, *Etude statistique sur les caractères géochimiques des eaux douces au Japon. I*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1956, **9**, 249–255.
22. Takahisa Hanya, *Water quality in Japan*, Proc. I.G.U. regional conf. in Japan, 1957, Tokio, 1959.
23. Царовски И. Д., *Применение изовариационных диаграмм для разграничения метазоматических и изверженных пород*, Геохимия, 1963, **4**, 425.
24. Vistelius A. B., *The skew frequency distributions and the fundamental law of the geochemical processes*, The journal of geology, 1960, **68**, *1*, 1–23.
25. Worthing A. G. și Geffner J. *Prelucrarea datelor experimentale*, Edit. tehnică, București, 1959.

Institutul de geologie și geografie
al Academiei R. P. R.
și
Comitetul geologic.

Primită în redacție la 1 aprilie 1965.

OFIOLITELE ALOHTONE TRIASICE DIN MUNȚII PERȘANI*

DE

G. CIOFLICA, D. PATRULIUS, JEANA IONESCU și G. G. UDUBAȘA

55(05)

Complexul ofiolitic din Perșani se prezintă ca elemente alohtone sub două forme : lambouri care acoperă tectonic depozite de wildflysch barremian-apțian inferior și suportă normal calcare carniene și noriene ; corpuri lenticulare sau neregulate, desprinse de fundament, și blocuri de mărimi variate, grupate haotic sau izolate, care sînt încorporate în wildflysch.

În diferențierea ofiolitelor se remarcă două serii de magme, una alcalină și alta subalcalină ; ele provin dintr-o magmă bazaltică cu olivină prin cristalizare fracționată. În evoluția magmelor de la forme bazice la forme slab acide se observă că inițial are loc o creștere apreciabilă a conținutului în fier, după care urmează o îmbogățire în alcali și silice.

Descifrarea unor probleme legate de evoluția tectono-magmatică a catenelor carpatice a suscitat un interes deosebit pentru studiul ofiolitelor alpine. În ultimii ani, cercetările s-au efectuat mai ales în zona ofiolitelor din Munții Apuseni, unde acestea formează masa cea mai importantă a magmatitelor inițiale alpine de pe teritoriul țării noastre.

Ofiolitele din Munții Perșani, ca de altfel și restul ofiolitelor din Carpații Orientali, cu toate că au o extindere mai redusă, oferă totuși numeroase elemente pentru descifrarea evoluției tectono-magmatice a catenelor alpine. Datele pe care le posedăm asupra ofiolitelor din Perșani sînt însă destul de sumare, ele fiind în general înglobate în studiile stratigrafice de ansamblu ale depozitelor mezozoice din această regiune.

În unele lucrări se fac precizări referitoare la vîrsta triasică a eruptivului din Perșani (12), (30), liasică (9), (10), sau triasică și cretacică

---

* Lucrare publicată și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie'', 1965, **10**, *1* (în limba franceză).

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 10 nr. 1 p. 161–182 București 1965

inferioară (14), (25), (26), (27)[1]. Consideraţii cu privire la semnificaţia tectonică a eruptivului bazic şi porfirelor din Perşani se găsesc în lucrările lui M. Ilie[2] (14), (15), D. Patrulius (25), (26), (27) şi D. Patrulius şi colaboratori (1964). Studiile petrografice de detaliu ale eruptivului din Perşani aparţin lui S. Szentpétery (30) şi lui R. Dimitrescu (9), (10); ultimul autor semnalează prezenţa unor roci alcaline în defileul Oltului.

În general, datele asupra ofiolitelor din Perşani au un caracter descriptiv, fără să privească particularităţile diferenţierii magmelor ofiolitice, relaţiile de consangvinitate dintre seria alcalină şi cea subalcalină, precum şi succesiunea punerii în loc a corpurilor eruptive. Asupra acestor aspecte, ca şi asupra caracterului alohton al ofiolitelor, ne vom opri în cele ce urmează.

CARACTERUL ALOHTON ŞI VÎRSTA OFIOLITELOR

În Munţii Perşani au o largă dezvoltare depozite de wildflysch de vîrstă barremian-apţian inferioară, care apar în sîmburele principalelor structuri anticlinale; aceste depozite se dispun peste formaţiuni neocomiene, fosilifere, şi suportă discordant conglomerate poligene şi un complex flişoid care aparţine apţianului mediu-albianului inferior. Ofiolitele se întîlnesc exclusiv în zona de afloriment a formaţiunii de wildflysch, în strînsă asociaţie cu calcare triasice.

Principalele regiuni din Munţii Perşani în care se dezvoltă ofiolitele sînt: defileul Oltului în partea centrală, valea Lupşei şi valea Comanei în partea meridională, valea Nadaşului şi împrejurimile Vîrghişului în partea septentrională. În aceste regiuni apar bazalte, adesea spilitizate şi cu separaţii în formă de pillow-lava, dolerite, gabbro-dolerite, gabbrouri, serpentinite, andezite, andezite cu oligoclaz (oligofire), porfire bostonitice, porfire bostonitice cu cuarţ şi trahite. Ele se prezintă ca elemente alohtone sub două forme:

— lambouri care acoperă tectonic depozitele de wildflysch barremian-apţian inferior şi suportă normal calcare carniene şi noriene;

— corpuri lenticulare sau neregulate, desprinse de fundament, şi blocuri de mărimi variate, uneori grupate haotic, alteori izolate, care sînt încorporate în wildflysch.

Elementele de ofiolite alohtone incluse în wildflysch împreună cu blocurile de calcare triasice, calcare roşii liasice, gresii calcaroase aparţinînd doggerului, jaspuri şi şisturi cristaline imprimă acestei formaţiuni aspectul

---

[1] S. Pauliuc, *Studiul geologic al Perşanilor Centrali, cu privire specială la cretacicul superior*, Lucrare de disertaţie prezentată la Univ. Buc., 1963.

D. Patrulius, Elena Popa-Dimian şi Ileana Dimitriu-Popescu, *Stratigrafia mezozoicului autohton şi a Pînzei Transilvane în sectorul Comana (Munţii Perşani)*, Comunicare prezentată în şedinţa Inst. geol., 1964.

[2] M. Ilie, *Raport geologic; regiunea Racoş — Vîrghiş (Munţii Perşani)*, Arh. Inst. geol., 1950.

unei brecii sedimentare cu matricea constituită din argilă neagră, pe alocuri violacee sau verzuie (olistostromă).

În *defileul Oltului*, rocile ofiolitice urmăresc îndeaproape dezvoltarea depozitelor de wildflysch, care constituie de fapt sîmburele anticlinoriului Remete — Carhaga, orientat aproximativ N—S; pe flancurile anticlinoriului se găsesc conglomeratele poligene, complexul flișoid apțian mediu-albian inferior și depozite miocene (fig. 1).

Dezvoltarea cea mai importantă o prezintă porfirele bostonitice și bazaltele, aceste roci formînd atît lambouri, cît și olistolite. Serpentinitele, gabbrourile, doleritele, gabbro-doleritele și oligofirele apar numai sub formă de corpuri lenticulare, desprinse de fundament, și blocuri incluse în wildflysch.

Lamboul cel mai întins de porfire bostonitice este situat la sud de Olt, pe creasta care separă valea Tepeului de valea Cuptoarele de Var; restul lambourilor au dimensiuni mai reduse și se întîlnesc la nord de Olt.

În baza acestor lambouri, care acoperă tectonic depozitele de wildflysch, apar frecvent bazalte; ele aflorează mai ales pe pîraiele care traversează masa de porfire bostonitice. La extremitatea sudică a lamboului de pe Tepeul Ormenișului, între porfirele bostonitice și bazalte se găsesc andezitele cu andezin (40% An).

Pîraiele care taie lambourile de porfire bostonitice adesea scot la zi și depozitele de wildflysch, în care se află lentile de calcare campiliene cu *Myophoria costata*, de calcare cenușii stratificate, triasice medii, de calcare roșii carniene cu *Arcestes*, de calcare roșii de tip Adneth cu o bogată faună din zona cu *Schlotheimia angulata* și de asemenea lentile de jaspuri și bazalte.

Pe porfirele bostonitice stau normal klippe de calcare noriene, recifale, cu aspect masiv și de culoare albă; ele dau aspectul pitoresc al regiunii. Local, în baza acestor klippe se dezvoltă calcare și marne roșii carniene, cu rari ammoniți, printre care specii de *Cladiscites*. Fauna calcarelor noriene din klippa principală (Tepeul Ormenișului) cuprinde gasteropode de talie mică, între altele specii de *Worthenia*, formînd o asociație foarte asemănătoare cu cea descrisă de K i t t l din norianul din Munții Codru-Moma. În klippa de calcare din Dealul Surmanul, exploatată în cariere lîngă Racoș, precum și în unele blocuri de calcare căzute pe partea dinspre valea Tepeului, se găsesc lumașele de *Monotis haueri* Kittl. Calcarele din Dealul Surmanul conțin și o bogată faună de brachiopode indicînd aceeași vîrstă noriană.

Lambourile de porfire bostonitice, ca de altfel și blocurile incluse în wildflysch, sînt slab diferențiate. Masa principală o constituie porfirele bostonitice în care apar separații de porfire bostonitice cu cuarț și trahite; rocile trahitice se găsesc în lamboul de la sud-est de Tepeul Racoșului și în lamboul de pe Tepeul Ormenișului, și anume în extremitatea sa nordică și în malul drept al văii Tepeului. De remarcat sînt variațiile structurale ale pastei și frecvența fenocristalelor de feldspat potasic și plagioclaz care creează formele de porfire bostonitice, bostonite porfirice și chiar bostonite. Microlitele din bostonite sînt mai bine dezvoltate decît în trahite, au uneori marginile sinuoase și o dispoziție divergentă

pînă la fluidală; cuarţul apare numai în interstiţii. Fenocristalele de feldspat potasic şi de feldspat plagioclaz sînt în general dispuse pe direcţia orientării microlitelor.

În trahite, textura fluidală este bine exprimată, iar microlitele de feldspat potasic au dimensiuni destul de reduse. Fenocristalele de feldspat potasic au în general orientarea microlitelor; augitul egirinic apare sporadic.

Rocile bazaltice sînt în parte spilitizate şi asociate uneori cu jaspuri. La sud de Olt, în apropiere de confluenţa acestuia cu valea Cuptoarele de Var, au fost identificate blocuri de bazalte care conţin enclave de calcare cenuşii triasice medii. Pe afluentul stîng al Oltului, ce izvorăşte din Tepeul Ormenişului, situat la vest de valea Cuptoarele de Var, calcarele albe noriene remaniază fragmente de porfire bostonitice. Aceste elemente, ca şi succesiunea stratigrafică din cadrul lambourilor (bazalte ofitice, la partea superioară cu aspecte amigdaloide, porfire bostonitice, calcare carniene, calcare noriene), conduc la ideea că cea mai mare parte a ofiolitelor au fost puse în loc la sfîrşitul triasicului mediu şi începutul triasicului superior.

Pe valea Carhaga şi la vest de aceasta, depozitelor neocomiene li se asociază tufuri bazice şi radiolarite. În baza klippei de calcare noriene din Dealul Surmanul se găsesc dolerite care au determinat apariţia jasperoidelor; această îmbogăţire a calcarelor în silice este limitată la zona de contact cu doleritele. Prezenţa tufurilor bazice şi a radiolaritelor în depozitele neocomiene, precum şi a jasperoidelor în masa calcarelor noriene, denotă existenţa unei activităţi magmatice şi în cretacicul inferior.

Gabbrourile, doleritele şi gabbro-doleritele apar izolat sau grupate haotic cu porfire bostonitice şi bazalte în masa de wildflysch. În acest caz este caracteristică asociaţia feldspatului plagioclaz de compoziţia unui bytownit, care este totdeauna idiomorf, cu diopsid, adesea transformat în actinot. Unele gabbrouri şi dolerite conţin titanomagnetit şi ilmenit, ca ultime produse ale cristalizării. În afară de procesele simple de uralitizare, gabbrourile sînt afectate şi de fenomene de saussuritizare.

Serpentinitele au în general forme lenticulare şi sînt constituite dintr-un agregat de crisotil fibros şi lamele de antigorit; olivina apare foarte rar ca element relict. Pe valea Carhaga s-au întîlnit fragmente de listvenite (carbonat + cuarţ) şi listvenite cu talc (carbonat + cuarţ + talc), formate prin transformarea serpentinitelor.

În *valea Lupşa*, la E de Cuciulata, se înalţă în ambii versanţi mari klippe de calcare cenuşii, stratificate, anisiene şi ladiniene cu faună de brachiopode (*Mentzleia* sp., *Spiriferina* sp., *Spirigera* sp.) în partea terminală. Klippele de calcare stau pe depozite de wildflysch argiloase şi siltitice, cu structură haotică şi cu intercalaţii lenticulare de gresii. Ca elemente alohtone în wildflysch se întîlnesc lentile şi blocuri de dolerite, serpentinite şi bazalte amigdaloide de vîrstă triasică, precum şi lame de calcare campiliene în plăci cu *Myophoria costata*, de calcare şi marne jurasice medii cu *Posidonia buchi*; mai rar apar blocuri de calcare detritice jurasice sau neocomiene cu belemniţi. Pe unele roci bazaltice sînt

placate jaspuri, șisturi roșii satinate și calcare noduloase triasice cu prodisoconce de halobiide.

În bazinul de recepție al văii Lupșa se găsește o placă de bazalte spilitizate, cu texturi vacuolare și amigdaloide și cu frecvente separații în formă de pillow-lava, ce prezintă o matrice cloritoasă (fig. 2). Formele de

Fig. 2. — Separații în formă de pillow-lava în bazaltele de pe valea Lupșa.

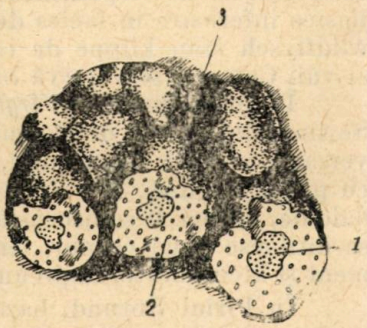


Fig. 3. — Detaliu în separațiile în formă de pilow-lava din bazaltele de pe valea Lupșa.

1, Textură masivă; *2*, textură amigdaloidă; *3*, matrice cloritoasă.

pillow-lava au în partea centrală, pe o rază de 10—15 cm, o textură masivă și sînt constituite din lamele de albit cu o dispoziție arborescentă. Către exterior, adică pe o rază de 25—30 cm, sînt frecvente texturile amigdaloide și vacuolare, iar lamelele de albit sînt mai slab dezvoltate și orientate radiar (fig. 3); infiltrațiile sub formă de vinișoare de zeoliți și calcit sînt caracteristice pentru acest nivel.

Placa de bazalte se extinde pe o suprafață de circa 7 km^2 și stă discordant pe depozitele neocomiene (berriasian-hauterivian), formate din gresii calcaroase, verzui și calcarenite cu accidente silicioase, și pe depozitele de wildflysch, reprezentate, în acest sector prin argile negricioase, pe alocuri violacee sau verzui, care conțin blocuri de calcare albe noriene; pe pîraiele afluente văii Lupșa, care traversează masa de roci bazaltice, apar în mici ferestre depozitele cretacice inferioare. În partea sudică a regiunii, spre masivul cristalin al Gîrbovei, placa de roci bazaltice acoperă argilele roșii neocomiene și calcarele doggerului.

Pe placa de roci bazaltice stau calcare roșii noduloase sau în plăci, asemănătoare celor din defileul Oltului, care conțin ammoniți carnieni; ele au grosimi de cîțiva metri și se extind pe suprafețe mici. În succesiune urmează calcare noriene, de culoare albă, recifale sau fin granulare cu *Monotis haueri* Kittl. Peste calcarele noriene și peste bazalte stau calcare urgo-apțiene.

Dacă luăm în considerare succesiunea stratigrafică a formațiunilor din bazinul de recepție a văii Lupșa (bazalte cu separații în formă de pillow-

lava şi cu texturi amigdaloide, calcare carniene, calcare noriene) şi prezenţa blocurilor mari de serpentinite, dolerite şi bazalte în depozitele de wildflysch, rezultă că vîrsta ofiolitelor este identică cu a celor din defileul Oltului. Placa de bazalte şi calcarele triasice din cuvertura ei se prezintă în ansamblu ca un element alohton ce acoperă tectonic depozitele de wildflysch.

În *valea Comana* depozitele de wildflysch conţin ca elemente alohtone blocuri de serpentinite şi olistolite de calcare noriene şi de calcare liasice inferioare în facies de Adneth. Pe formaţiunile neocomiene sau pe wildflysch stau klippe de calcare noriene; într-unul din afluenţii sudici ai văii Comana se observă bazalte sub calcarele noriene.

În împrejurimile *Vîrghişului*, ofiolitele apar pe Valea Cepei, valea Surmanului, la sud de Dealul Linter, pe Pîrîul Rotund (Kerek) şi pe ambii versanţi ai văii Vîrghişului, şi anume la nord de confluenţa acestei văi cu pîrîul Meghieş. Ele sînt reprezentate prin bazalte ofitice, adesea amigdaloide, cărora li se asociază aglomerate şi jaspuri. Pe valea Surmanului se întîlnesc două corpuri lenticulare de serpentinite, desprinse de fundament şi încorporate, împreună cu bazaltele, în depozitele de wildflysch.

În Pîrîul Rotund, bazaltele amigdaloide sînt străbătute de trahite, iar în malul drept al acestui pîrîu se dezvoltă andezitele cu oligoclaz (oligofire); ele stau pe bazaltele amigdaloide şi păstrează caracterele celor din defileul Oltului.

★

Din examinarea modului de ocurenţă a ofiolitelor din Perşani rezultă caracterul lor alohton; ele reprezintă numai părţi din corpurile eruptive, care apar sub formă de lambouri, ce acoperă tectonic depozitele de wildflysch, sau olistolite incluse în aceste depozite.

Locul de origine a ofiolitelor considerate ca elemente alohtone constituie încă obiectul discuţiilor. Unul dintre noi (25), (26), (27) a subliniat iniţial caracterul alohton al ofiolitelor şi al depozitelor triasice, iar ulterior[3] a arătat că lambourile de roci eruptive şi klippele de calcare triasice aparţin Pînzei Transilvane (denumită astfel de V. Uhlig), care a fost pusă în loc după barremian şi înaintea apţianului superior. Teritoriul de origine al pînzei ar fi şanţul mezozoic situat la vest de zona cristalino-mezozoică, la limita cu Bazinul Transilvaniei. Ţinînd seamă de rocile alohtone cunoscute în Masivul Rarău, care sînt în parte comparabile cu cele din Perşani, este de presupus că şanţul mezozoic se extindea către nord pe o distanţă de circa 300 km.

Apariţia ofiolitelor, care au constituit sursa principală pentru olistolitele şi lambourile de roci eruptive din Munţii Perşani, ar fi legată, prin urmare, de evoluţia acestui şanţ; ele ar corespunde, pe toată întinderea şanţului, unei suturi.

Primele produse magmatice au apărut la sfîrşitul ladinianului şi sînt reprezentate prin bazalte, în care procesul de spilitizare cîştigă o deosebită importanţă; peridotitele, gabbrourile, doleritele şi gabbro-doleritele sînt

[3] D. Patrulius şi colab., 1964, *Op. cit.*, p. 162.

asociate cu bazaltele și reprezintă roci de acumulare. În succesiune urmează andezite și andezite cu oligoclaz (oligofire), din seria subalcalină, și porfire bostonitice însoțite de trahite, din seria alcalină. O dată cu depunerea calcarelor carniene și calcarelor recifale noriene, activitatea magmatică din regiune scade ca intensitate.

Asocierea bazaltelor cu gabbrourile și serpentinitele amintește de trilogia ofiolitică descrisă de G. Steinmann (29). De remarcat este faptul că în această asociație intervine seria alcalină, care prezintă înrudiri cu seria subalcalină datorită diferențierii lor dintr-o aceeași magmă bazaltică cu olivină. Apariția rocilor alcaline în complexul ofiolitic este caracteristică de fapt, nu numai pentru Carpații Orientali, dar și pentru Munții Apuseni.

La sud de Munții Perșani, în bazinul sedimentar de la Codlea (20), (21), în împrejurimile Brașovului (28) și în extremitatea nord-estică a Munților Făgărașului, la Poiana Mărului — Șinca-Nouă (19) și între Lutele și Văcarea Mare (11) seria de roci alcaline are o largă dezvoltare. Ea este formată din porfire granitice cu arfvedsonit, bostonite, trahite, keratofire, sienite, andezite (porfirite), andezite bazaltoide (porfirite bazaltoide), bazalte (diabaze) și camptonite. Rocile alcaline din Bazinul Codlea sînt considerate ca aparținînd liasicului mediu și superior, iar porfirul granitic cu arfvedsonit din împrejurimile Brașovului, intervalului dintre liasic și dogger. Prin analogie cu acestea, rocile alcaline din partea de nord-est a Munților Făgărașului au fost de asemenea atribuite liasicului. Nu este exclus ca și complexul de filoane alcaline și subalcaline din cristalinul Tulgheșului și al Bistriței să aparțină liasicului.

Erupțiile liasice ar reprezenta, prin urmare, continuarea activității magmatice din ladinian-carnian, caracteristică Munților Perșani. Intervalul dintre aceste etape principale corespunde diastrofismului paleokimmeric, care este cauza principală a vulcanismului liasic.

CARACTERELE CHIMICE ALE OFIOLITELOR

Considerațiile chimice asupra ofiolitelor se bazează pe 31 de analize, dintre care un număr de 15 sînt luate din publicațiile existente (28), (19), (9), (10), (20), iar 16 reprezintă analize noi, executate pe rocile caracteristice din Perșani.

Din examinarea analizelor chimice, prezentate în tabelul nr. 1, reiese că aciditatea ofiolitelor variază de la 36 la 76% SiO_2; frecvența cea mai mare o au rocile bazice și slab acide. Conținuturi ridicate în Na_2O se întîlnesc în sienite, bostonite, trahite (4,37—7,95%), oligofire (5,45—5,95%) și în bazalte spilitizate (7,31%).

Determinările de elemente minore pe cale spectrală (tabelul nr. 2) au pus în evidență conținuturi sensibil mai ridicate de Ni, Co, Cr, Mn în serpentinite (~1 000 p.p.m. Ni, 85—300 p.p.m. Co, > 1 000 p.p.m.Cr., 700—1 300 p.p.m.Mn) și de V și Ti în gabbrouri, dolerite și în bazalte (165—335 p.p.m.V, > 1% Ti); în rocile bazice se remarcă și o oarecare

Tabelul

Analize chimice ale rocilor ofiolitice din

Nr. analizei chimice	Roca	Regiunea	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3
1	granit-porfir cu arf-vedsonit	Dealul Melcilor, Braşov	76,62	0,32	9,95
2	porfir sienitic cuarţifer	Dealul Frasinului, Poiana Mărului, Şinca-Nouă	69,78	0,17	15,74
3	sienit cu riebeckit	Dealul Piscului, Poiana Mărului, Şinca-Nouă	66,04	0,16	17,68
4	porfir bostonitic	defileul Oltului — N, Munţii Perşani	68,60	0,62	14,00
5	bostonit porfiric	valea Murişoara, Poiana Mărului, Şinca-Nouă	66,98	0,10	18,28
6	porfir bostonitic	valea Cuptoarele de Var, defileul Oltului — S, Perşani	62,38	0,63	18,80
7	bostonit porfiric	valea Holbav, Poiana Mărului, Şinca-Nouă	60,74	0,24	20,02
8	bostonit porfiric	valea Holbav, Poiana Mărului — Şinca-Nouă	59,68	0,26	21,14
9	trahit	galeria nr. 15, Bazinul Codlea	67,20	0,60	15,78
10	trahit	galeria nr. 14, Bazinul Codlea	66,12	0,48	15,97
11	trahit	defileul Oltului, Munţii Perşani	64,94	0,26	15,22
12	trahit	Pîrîul Rotund, Vîrghiş, Munţii Perşani	63,54	0,42	15,89
13	trahit	valea Cuptoarele de Var, defileul Oltului, Munţii Perşani	63,38	0,58	18,95
14	trahit	defileul Oltului — N, Munţii Perşani	62,90	0,69	14,20
15	andezit cu oligoclaz (oligofir)	defileul Oltului — N, Munţii Perşani	68,20	0,42	12,20
16	andezit cu oligoclaz (oligofir)	Pîrîul Rotund, Vîrghiş, Munţii Perşani	62,30	1,40	17,60
17	andezit	defileul Oltului — S, Munţii Perşani	70,20+	0,76	13,32
18	andezit++	Pîrîul Maiului, Bazinul Codlea	43,40	3,80	16,30
19	andezit bazaltoid++	sonda 14 921, Bazinul Codlea	46,59	1,60	15,60

nr. 1

Munţii Perşani, Bazinul Codlea, Poiana Mărului

Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	CO_2	H_2O^+	H_2O^-	Suma
1,65	2,51	0,03	0,09	0,34	3,23	4,36	0,03	nd	1,07	0,55	0,12	99,95
0,40	2,05	0,01	0,11	0,85	6,52	3,67	0,01	nd	—	0,62	—	99,93
1,92	1,27	0,05	0,06	0,94	7,52	3,66	0,01	nd	—	0,53	0,09	99,93
3,45	0,75	0,08	0,70	1,30	4,37	5,42	0,07	u	nd	0,75	0,35	100,51
0,10	2,05	0,03	0,04	1,75	6,78	2,85	0,01	nd	0,68	0,55	0,04	100,24
5,20	—	0,03	0,40	0,28	4,71	4,48	0,14	0,12*	u	2,08	0,18	99,43
0,18	3,81	0,07	0,25	1,95	7,64	3,93	—	nd	0,24	1,19	0,06	100,32
0,01	3,68	0,10	0,24	2,08	0,97	3,85	0,10	nd	0,61	1,34	—	100,36
3,22	—	nd	0,34	0,21	6,72	5,72	0,07	—	—	nd	0,10	100,43
2,67	1,53	nd	0,47	0,24	5,78	5,97	0,08	—	—	nd	0,10	100,22
4,51	2,22	0,11	0,18	0,80	6,62	3,18	0,09	u	u	0,96	0,64	99,73
6,19	0,66	0,13	1,00	1,25	7,95	1,59	0,07	0,20*	0,05	1,14	0,25	100,33
2,27	0,33	0,07	1,00	1,26	6,09	4,43	0,09	0,15*	0,83	0,84	0,27	100,54
2,23	1,60	0,14	2,10	3,92	6,43	2,05	0,12	0,20*	2,10	1,20	0,28	100,16
2,90	1,75	0,12	1,70	2,15	5,95	1,18	0,09	u	nd	1,42	0,67	99,66
6,33	0,52	0,09	0,18	2,05	5,45	1,83	0,23	0,08	—	1,59	0,18	99,82
2,18	1,42	0,09	0,38	2,66	5,85	0,97	0,52	0,03	u	0,90	0,35	99,63
5,30	6,10	0,45	3,80	12,24	3,20	0,78	1,36	—	—	3,00	—	100,43
6,71	3,93	0,23	7,42	10,35	3,48	0,36	0,60	—	—	2,24	1,91**	99,61

(continuare

Nr. analizei chimice	Roca	Regiunea	SiO_2	TiO_2	Al_2O_2
20	bazalt+++	Pîrîul Hontului, Poiana Mărului, Şinca-Nouă	48,93	1,50	21,75
21	bazalt spilitizat	Pîrîul Rotund, Vîrghiş, Munţii Perşani	48,88	2,05	14,88
22	bazalt	Valea Cetăţii, defileul Oltului — S, Munţii Perşani	47,92	1,63	16,32
23	bazalt+++	Valea Lungă, Poiana Mărului — Şinca-Nouă	44,07	2,00	19,11
24	dolerit	defileul Oltului — S, Munţii Perşani	49,27	2,25	13,02
25	dolerit	valea Lupşa, Cuciulata, Munţii Perşani	46,05	3,00	12,35
26	gabbro-dolerit	defileul Oltului — N, Munţii Perşani	45,04	2,50	21,68
27	gabbro	defileul Oltului—N, Munţii Perşani	46,52	1,35	19,21
28	camptonit cu barkevicit şi augit	valea Vulcăniţa, Poiana Mărului, Şinca-Nouă	39,80	2,79	16,16
29	camptonit cu biotit	Pîrîul Braniscei, Poiana Mărului, Şinca-Nouă	36,09	3,35	17,23
30	serpentinit	Valea Cepei, Vîrghiş, Munţii Perşani	39,00	—	0,85
31	serpentinit	valea Tepeului, defileul Oltului — S, Munţii Perşani	37,73	u	1,49

\+ Cantitatea mare de silice se datoreşte prezenţei cuarţului secundar în pastă.
++ La sursă sînt descrise ca porfirite şi porfirite bazaltoide.
+++ La sursă sînt descrise ca diabaze porfirice.
** În afara sumei.
* Reprezintă SO_3.

Analişti. B l. Budescu: 9; Mariana Caţichi: 12, 13, 21; Alexandra Dănciulescu: 6, 14, 22, 24, 26; Gh. Racu: 4, 15, 30; M. Savul : 1; C. Vasilescu: 10;

Surse. R. Dimitrescu (9), (10): 11; V. Manilici (19): 2, 3, 5, 7, 8, 20, 23, 28, 29; V. Manilici Analizele: 4, 6, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 21, 22, 24, 25, 26 27, 30, 31, publicate de autori.

tabelul nr. 1)

F_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	CO_2	H_2O^+	H_2O^-	Suma
1,25	7,52	0,10	2,08	7,58	0,29	2,20	0,18	nd	0,41	1,07	0,29	100,15
3,81	1,97	0,65	0,72	11,04	7,31	0,67	0,45	0,41	6,02	1,44	0,21	99,52
3,18	7,22	0,14	6,00	10,22	1,13	u	0,11	0,18*	4,22	1,00	0,31	99,48
1,52	8,35	0,09	7,46	10,02	5,89	0,53	0,15	0,05	0,40	0,81	0,12	100,57
5,18	7,22	0,21	7,95	7,00	3,66	0,26	0,17	0,17*	—	2,90	0,21	99,47
5,55	10,68	0,18	4,98	4,37	3,77	0,29	0,67	u	2,96	4,31	0,53	99,69
4,36	5,80	0,10	1,50	9,80	2,50	0,72	0,12	0,14*	3,50	2,00	0,30	100,06
5,26	5,58	0,13	0,93	11,07	2,90	0,75	0,19	0,15	5,20	1,10	0,13	100,47
2,24	8,81	0,13	9,98	11,25	3,12	0,49	u	0,20	2,37	2,39	0,34	100,15
3,21	8,36	0,09	9,57	11,05	3,40	2,00	0,14	0,33	2,86	2,02	0,46	100,72
7,00	2,95	0,15	36,40	—	0,60	1,08	—	—	nd	11,10	1,36	100,49
3,89	2,57	1,06	37,20	0,98	0,08	—	0,06	0,19*	2,33	11,49	0,94	100,01

16, 18, 21, 27; A. Kizyk: 11, 17, 25; V. Manilici: 2, 3, 5, 7, 8, 20, 23, 28, 29; Cristina Popescu: C. Vasiliu: 19.

şi P. Vîlceanu (20): 9, 10, 18, 19; M. Savul şi Th. Fräutner (28): 1.

Tabelul

Conținutul în elemente minore

Nr. crt.	Roca	Regiunea	Conținutul		
			Cu	Pb	Sn
1	porfir bostonitic (4) *	defileul Oltului	12,1	n.d.	n.d.
2	porfir bostonitic (6)	valea Cuptoarele de Var, defileul Oltului	~10	n.d.	<10
3	trahit (12)	Pîrîul Rotund, Vîrghiș	14,2	10	<10
4	trahit (13)	valea Cuptoarele de Var, defileul Oltului	<10	n.d.	n.d.
5	trahit (14)	defileul Oltului — N	15	n.d.	<10
6	andezit cu oligoclaz (15)	defileul Oltului — N	20	n.d.	<10
7	andezit cu oligoclaz (16)	Pîrîul Rotund, Vîrghiș	<10	n.d.	n.d.
8	andezit (17)	defileul Oltului — S	<10	n.d.	n.d.
9	bazalt spilitizat (21)	Pîrîul Rotund, Vîrghiș	<10	n.d.	n.d.
10	bazalt (22)	Valea Cetății, defileul Oltului	110	n.d.	n.d.
11	dolerit (24)	valea Tepeului, defileul Oltului — S	90	n.d.	n.d.
12	dolerit (25)	valea Lupșa, Cuciulata	20	n.d.	n.d.
13	gabbro-dolerit (26)	defileul Oltului — N	82,5	n.d.	n.d.
14	gabbro (27)	defileul Oltului	90	n.d.	n.d.
15	serpentinit (30)	Valea Cepei, Vîrghiș	16,2	—	n.d.
16	serpentinit (31)	valea Tepeului, defileul Oltului	12,1	—	—
17	serpentinit	defileul Oltului	—	—	—
18	serpentinit	valea Surmanului, Vîrghiș	—	—	—
19	serpentinit	valea Tepeului, defileul Oltului	—	—	—
20	serpentinit	valea Lupșa, Cuciulata	—	—	—
21	serpentinit	valea Lupșa, Cuciulata	—	—	—

* În paranteză este indicat numărul analizei chimice de elemente majore din tabelul nr. 1.

nr. 2

al ofiolitelor din Perşani

în elemente minore (p. p. m.)

Ga	Ni	Co	V	Cr	Ti	Mn	Ba	Be	Zr
26	15,9	—	—	—	3 250	580	280	3,2	725
36,5	—	—	—	—	2 650	—	474	2	498
30,5	17,3	—	—	—	1 700	900	380	7	~1 000
25,5	—	—	—	—	4 000	670	300	—	280
33,5	43,5	150	14,4	—	2845	760	300	3	745
28,5	15,2	—	—	—	2 240	505	280	2,6	870
14,9	—	—	9,3	—	6 000	250	800	1,1	420
17	n.d.	n.d.	20	n.d.	6 250	505	<280	1,1	419
13	—	—	24,9	—	8 800	920	300	n.d.	154
17,5	50	29,7	296	42	>1%	955	<280	n.d.	111
21	44	25	260	57	>1%	1 100	<280	n.d.	133
32	—	14,5	280	—	>1%	695	<280	3	240
24	14,3	17,3	165	12,7	~1%	665	<280	—	79
19	160	22	335	12.1	>1%	800	<280	—	81
—	610	316	20,4	>1 000	<600	1 240	—	—	—
22	>1 000	210	22	925	<600	1 265	—	—	—
—	>1 000	93	46	>1 000	<600	1 300	—	—	—
—	>1 000	113	23	>1 000	<600	1 290	—	—	—
—	>1 000	93	32	>1 000	<600	1 560	—	—	—
—	>1 000	89	45	>1 000	<600	784	—	—	—
—	>1 000	84	32	>1 000	<600	1 318	—	—	—

Tabelul

Valorile Niggli ale rocilor ofiolitice din

Nr. analizei chimice	Valorile								
	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	c/fm
1	484,8	37,6	22,5	2,3	37,9	0,47	0,03	1,5	0,1
2	337	45	9	4	42	0,27	0,08	0,28	0,48
3	271	43	11	4	41	0,24	0,04	0,50	0,30
4	307,8	37	19,7	6,2	37,1	0,41	0,23	1,8	0,31
5	290	46	9	8	36	0,21	0,03	0,28	0,85
6	261,8	46,9	20,4	1,2	31,4	0,38	0,01	1,7	0,03
7	211	43	13	8	36	0,25	0,10	0,65	0,56
8	210	43	13	9	33	0,26	0,10	0,88	0,60
9	301	41	13	1	45	0,36	0,16	1,8	0,07
10	285	42	15	1	42	0,40	0,18	1,52	0,06
11	273	38	23	4	35	0,24	0,04	0,7	0,10
12	231,4	34,1	29,3	4,8	31,7	0,11	0,18	1,09	0,16
13	256,7	45,2	14,1	5,4	35	0,31	0,43	1,7	0,37
14	239,5	31,8	23,7	15,7	28,8	0,17	0,50	2,06	0,66
15	257	43,4	23,5	8,6	24,5	0,11	0,4	1,1	0,36
16	255	42,4	22,4	8,9	26,3	0,17	0,04	4,1	0,4
17	345,8	38,6	16,6	13,9	30,9	0,09	0,16	2,8	0,83
18	106	23	36	32	9	0,13	0,37	6	0,88
19	108	21	45	26	8	0,07	0,55	3	0,58
20	129	34	25	21	20	0,18	0,32	2,99	0,85
21	143	25,6	18	34,5	21,9	0,05	0,17	4,4	1,9
22	137,7	24,6	44,6	28	2,8	—	0,5	3,1	0,6
23	94	24	41	22	13	0,06	0,58	3,2	0,77
24	120,7	18,8	53,7	18,5	9	0,04	0,53	4,1	0,3
25	126	20	56,7	12,8	10,5	0,04	0,36	6,09	0,22
26	125	34,9	28,5	28,7	7,8	0,15	0,21	5	1
27	127	31	27,6	32,4	9	0,14	0,13	2,7	3,6
28	81	19	49	25	7	0,09	0,62	4,7	0,50
29	72	20	47	23	9	0,29	0,59	5,01	0,47
30	61	0,8	97,2	0	2	0,50	0,99	—	—
31	60	0,5	97,7	1,6	0,28	—	0,99	—	0,01

nr. 3

Munţii Perşani, Bazinul Codlea şi Poiana Mărului

Niggli						Tipul de magmă
Q	L	M	π	γ	qz	
60	35	5	0	0,09	+234,1	alkaligranitică
47,4	49,6	2,9	0,03	0,10	+69	alkalisyenitaplitică (albitică) — alkaligranitică
40	55,3	4,6	0,02	0,14	+12	alkalisyenitaplitică (albitică) — alkaligranitică
45,8	45,9	8,1	0	0,23	+59,7	leucoevisitică — gibelitică (alkaligranitică)
45,3	50,8	3,8	0,1	0	+49	bostonitică — pulaskitică
44,5	43,6	11,8	0,01	0	+36,2	bostonitică — pulsakitică
33,8	60,7	5,4	0,07	0,07	−23	pulaskitică — bostonitică
35,5	58,2	6,2	0,12	0	−12	pulaskitică — bostonitică
42,2	50,9	6,8	0	0,07	+33	alkaligranitică
41,1	53,7	5,1	ned.	0,06	+9	nordmarkitică
42,9	48,9	8	0,04	0,04	+33	gibelitică—nordmarkitică
38,3	49,7	11,9	0,03	0,08	+4,5	natronsyenitică
41,5	51,9	6,6	0,07	0	+15,9	nordmarkitică — gibelitică
40,9	45,5	13,6	0,05	0,35	+24,3	tahititică
47,2	40,8	12	0,14	0	+59	farsunditică — trondhjemitică
46	43,5	10,5	0,14	0	+49,8	natronrapakiwitică (trondhjemitică)
53	40,3	6,7	0,11	0,27	+122,2	leucoquartzdioritică
26,8	42,1	31,1	0,44	0,33	−30	theralithgabbroidică — berondritică
26,5	36,7	36,7	0,44	0,22	−24	essexitgabbrodioritică
25,8	57,2	16,9	0,25	0,21	−51	kassaitică-rouvillitică
30,5	45,9	23,5	0,08	0,6	−44,6	—
40,2	31	28,8	0,8	0,12	+26,5	miharaitică — c - gabbroidică
18,8	47,7	33,4	0,3	0,2	−58	essexitgabbroidică — essexitgabbrodioritică
28,8	33,7	37,5	0,35	0,10	−15,3	melagabbrodioritică
29,3	35,7	35	0,3	0,05	−16	melagabbrodioritică—fm-gabbroidică
34,8	48	17,1	0,6	0,05	−8,1	anorthositgabbroidică
33,7	45	21,3	0,55	0,27	−37	belugitică — ossipitică
17,4	37,6	44,9	0,46	0,20	−47	alk-issitică
11,9	43,3	44,7	0,37	0,2	−64	ankaratritică — alk-issitică
5,8	2,9	91,3	0	—	−43,4	peridotitică
6,2	1,4	92,4	0,28	0,01	−41	peridotitică

tendinţă de concentrare a cuprului (82—110 p.p.m.Cu). Bariul, beriliul şi zirconiul au valori mai ridicate în trahite, bostonite şi oligofire (280—800 p.p.m.Ba, 2—7 p.p.m.Be, > 280 p.p.m. Zr). Distribuţia staniului şi galiului în rocile ofiolitice este în general nesemnificativă.

Din valorile Niggli (tabelul nr. 3) rezultă că în evoluţia complexului ofiolitic apar două serii de magme, una alcalină şi alta subalcalină. În seria alcalină se observă o frecvenţă mai mare a magmelor bostonitice, nordmarkitice şi alkaligranitice, în timp ce magmele theralitgabbroidice şi essexitgabbrodioritice se întîlnesc mai rar. În seria subalcalină predomină magmele gabbroidice şi peridotitice faţă de magmele trondhjemitice şi leucocuarţdioritice.

Chimismul bazaltelor din seria subalcalină din Perşani este asemănător cu acela al magmelor gabbroidice din complexul ofiolitic al Munţilor Mureşului; el are un caracter tholeitic. Unele particularităţi ale magmei peridotitice, ca de exemplu valorile ridicate ale parametrului mg (0,89 şi 0,90), ale conţinutului în Ni, Co, Cr, Mn şi valorile scăzute ale parametrului al (0,5—0,8), în raport cu particularităţile magmei

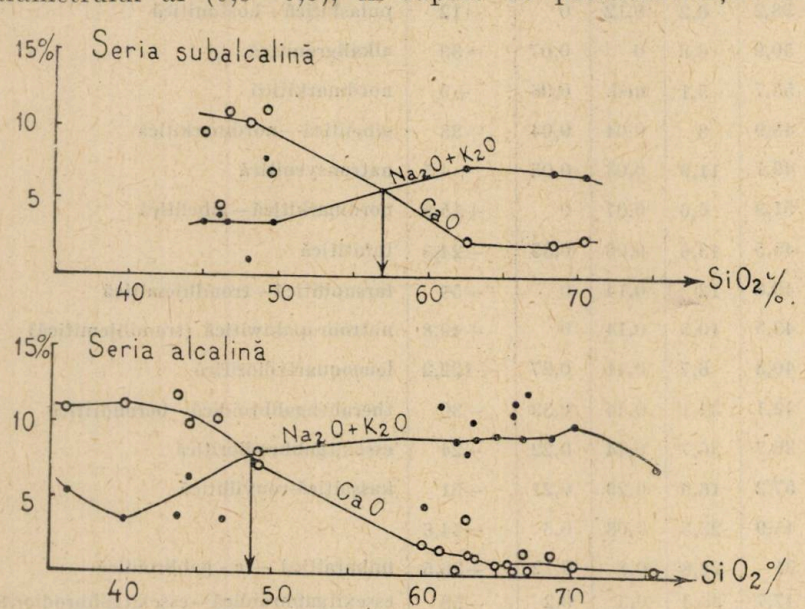


Fig. 4. — Variaţia indexului Peacock la ofiolitele kimmerice vechi.

gabbroidice care a generat bazaltele, indică faptul că ultrabazitele din Perşani reprezintă roci de acumulare.

Caracterul subalcalin şi alcalin al magmelor ofiolitice apare evident din valorile indexului Peacock (fig. 4). Pentru seria subalcalină, valoarea indicelui alcalicalcic este 57, iar pentru seria alcalină 48,5.

Diagrama de diferenţiere a ofiolitelor kimmerice vechi scoate de asemenea în evidenţă caracterul subalcalin şi alcalin al magmelor în evoluţia lor de la formele bazice la cele slab acide (fig. 5). Caracterul

subalcalin este trădat de intersecția curbelor al și fm care are loc la si = 192, într-o regiune în care al = fm = 34. Curbele de variație au o înfățișare normală, mai ales în regiunea slab acidă și cu aciditate intermediară.

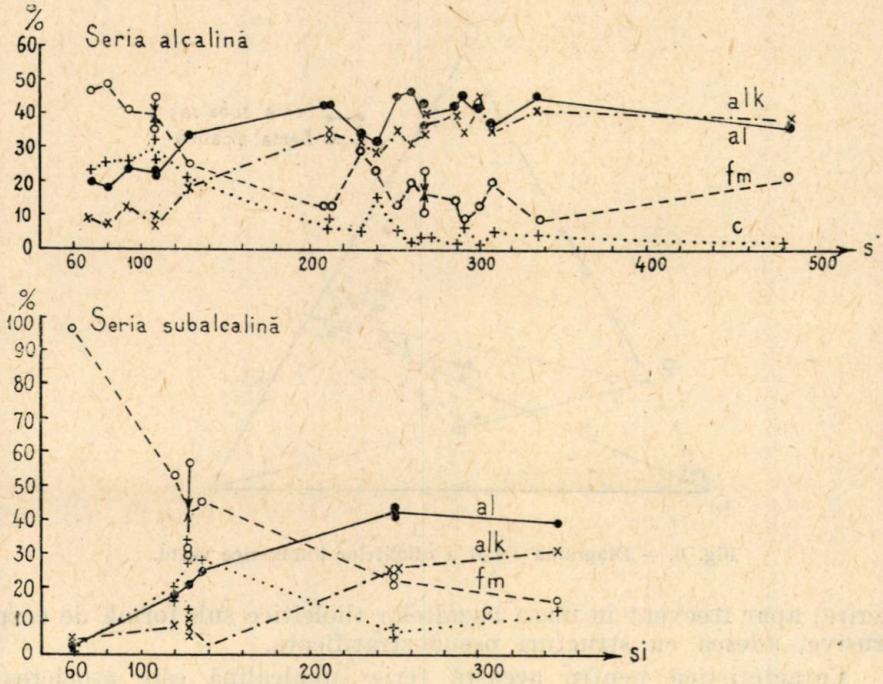


Fig. 5. — Diagrama de diferențiere a ofiolitelor kimmerice vechi.

În regiunea puternic bazică, în care si = 60—120, aspectul particular al curbelor de variație este dat de procesul de acumulare a mineralelor feromagneziene care a generat ultrabazitele.

Caracterul alcalin reiese din intersecția curbelor al cu fm la o valoare a lui si = 124; în această regiune al = fm = 30. Magma izofalică este kassaitică. În regiunea bazică și cu aciditate intermediară, curbele de variație ale seriei alcaline prezintă deviații repetate de la aspectul lor normal. Curbele al și alk sînt foarte apropiate și chiar se intersectează de mai multe ori în regiunea acidă și cu aciditate intermediară.

În diagrama QLM (fig. 6) rocile ofiolitice se grupează în două cîmpuri de variație. Seria alcalină se concentrează sub linia MF, în spațiul rocilor alcaline sodice, și deasupra liniei PF, în spațiul rocilor saturate. Seria subalcalină se proiectează în spațiul PFM și în cîmpul de variație al rocilor saturate.

UNELE PARTICULARITĂȚI ÎN DIFERENȚIEREA OFIOLITELOR

În linii generale, ofiolitele mezozoice din catenele carpatice au urmărit o evoluție aproape completă, de la forme bazice cu caracter tholeitic,

care predomină, la forme acide. Masivul ofiolitic din Munţii Drocea oferă un astfel de exemplu, în care bazaltele tholeitice se asociază cu andezite bazaltoide, andezite, dacite şi riolite; rocile de acumulare (gabbrouri,

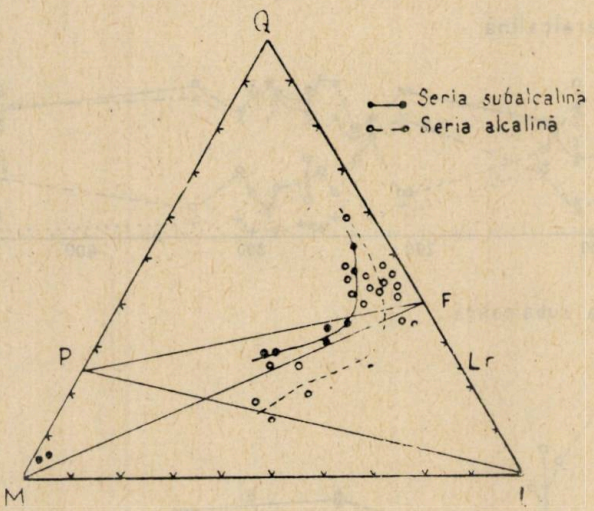


Fig. 6. — Diagrama QLM a ofiolitelor kimmerice vechi.

dolerite) apar frecvent în masa bazaltelor tholeitice sub formă de corpuri intrusive, adesea cu structuri pseudostratificate.

Caracteristică pentru această serie subalcalină este asocierea sa cu produse alcaline, reprezentate prin limburgite, trahiandezite şi ortofire. Produsele alcaline apar destul de sporadic şi ar reprezenta o linie de evoluţie colaterală, derivată din seria de diferenţiere normală a magmelor tholeitice.

Ofiolitele kimmerice vechi din Perşani — Codlea — Poiana Mărului constituie un alt exemplu de diferenţiere evoluată, dar cu unele particularităţi. În acest caz, cele două serii de diferenţiere, alcalină şi subalcalină, sînt mai bine exprimate.

Evoluţia diferenţierii ofiolitelor kimmerice vechi este următoarea:

roci de acumulare
(gabbrouri, dolerite)
↑
Magmă bazaltică cu olivină (subbazaltică) ↓ roci de acumulare (peridotite)

↗ bazalte tholeitice → andezite cu andezin → andezite cu oligoclaz (oligofire)

↘ bazalte → andezite bazaltoide → andezite → trahite, sienite → porfire granitice cu arfvedsonit

Ea se apropie de schema propusă de H. Kuno (17) pe baza studiului rocilor bazaltice din Hawaii, Mull, Islanda, Oregon, Deccan și a doleritelor de Karroo.

Asociația sistematică a rocilor care alcătuiesc cele două serii de diferențiere, precum și înrudirile mineralogice și structurale, mai ales între termenii bazici, ridică problema unei origini comune a acestora. Nu este exclus faptul ca cele două serii de diferențieri să derive dintr-o magmă bazaltică cu olivină de origine profundă, prin cristalizare fracționată, deoarece ultrabazitele care reprezintă roci de acumulare sînt intim asociate cu bazaltele tholeitice (4), (17). Rolul procesului de cristalizare fracționată în apariția seriilor de roci alcaline, dar dintr-o magmă tholeitică, este subliniat și de către C. E. Tilley (31).

În evoluția celor două serii de diferențiere de la produse bazice la produse slab acide, se observă că inițial are loc o creștere apreciabilă a conținutului în fier, după care urmează o îmbogățire accentuată în alcali (fig. 7). Creșterea conținutului în fier s-a realizat în magma tholeitică,

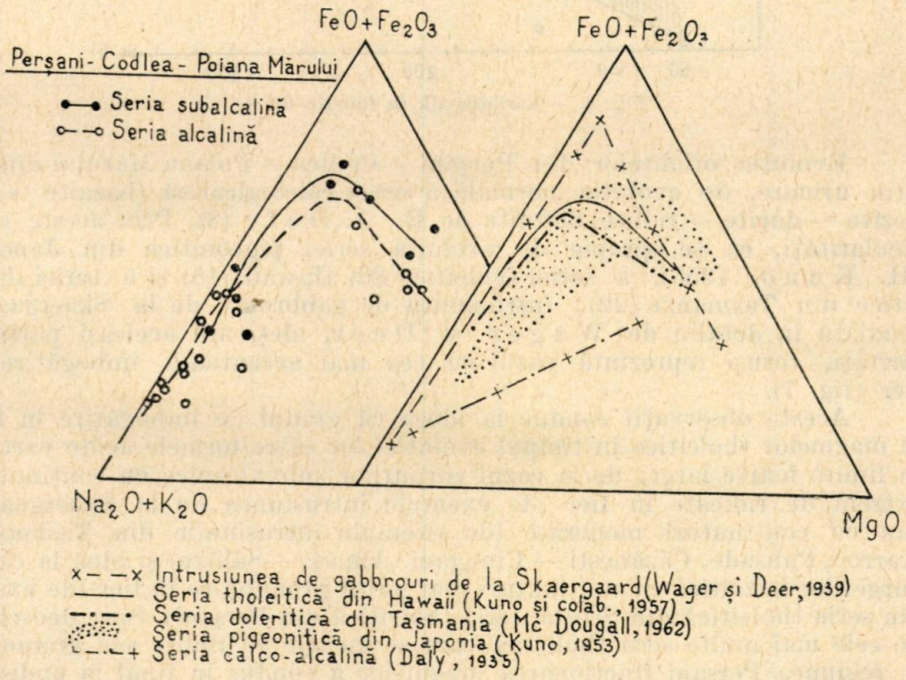


Fig. 7. — Schema evoluției conținutului în fier și alcali din magmele ofiolitice.

care a generat bazaltele și rocile de acumulare (gabbrouri, dolerite). O dată cu concentrarea fierului în mineralele feromagneziene și mai ales în titanomagnetite, care reprezintă ultimele produse ale cristalizării în rocile bazice, a avut loc și o creștere a conținutului în V și Ti. În mag-

mele îmbogăţite în alcali, din care au luat naştere andezitele cu oligoclaz, trahitele şi bostonitele, s-a realizat mai ales o concentrare a bariului, beriliului şi zirconiului. De fapt, această creştere a conţinutului în alcali corespunde şi unei îmbogăţiri relative a magmelor în silice (fig. 8).

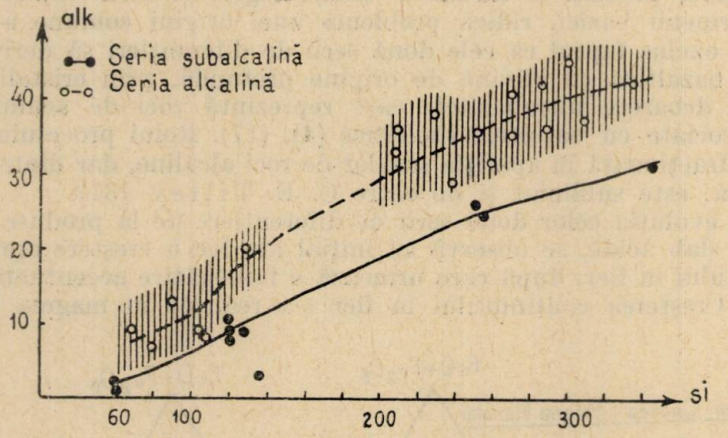


Fig. 8. — Variaţia alk în funcţie de si.

Evoluţia ofiolitelor din Perşani — Codlea — Poiana Mărului diferă, prin urmare, de evoluţia normală a seriei calco-alcalină (bazalte → andezite → dacite → riolite) definite de R. A. Daly (8). Prin aceste particularităţi, ea se apropie de evoluţia seriei pigeonitice din Japonia (H. Kuno, 1953), a seriei tholeitice din Hawaii (18) şi a seriei doleritice din Tasmania (22); intrusiunea de gabbrouri de la Skaergaard, studiată în detaliu de Wager şi Deer, deşi are aceleaşi particularităţi, totuşi reprezintă cazul cu cea mai accentuată îmbogăţire în fier (fig. 7).

Aceste observaţii conduc la ideea că gradul de îmbogăţire în fier al magmelor tholeitice în timpul evoluţiei lor către formele acide variază în limite foarte largi: de la cazul corpurilor subvulcanice cu conţinuturi extrem de ridicate în fier (de exemplu intrusiunea de la Skaergaard) sau cu conţinuturi moderate (de exemplu intrusiunile din Tasmania, Karroo, Palisade, Căzăneşti — Ciungani, Almaş — Săliştе) şi pînă la cazul curgerilor bazaltice cu conţinuturi mai puţin pronunţate în fier (de exemplu seria tholeitică din Scoţia, seria tholeitică din Perşani). Spre deosebire de cele mai multe serii tholeitice care se încheie cu riolite sau granofire, în regiunea Perşani fracţionarea magmelor a condus în final la andezite cu oligoclaz (oligofire), fără a se ajunge la roci acide cu silice în exces.

Îmbogăţirea magmelor bazaltice în alcali şi silice în decursul diferenţierii lor şi deci posibilitatea formării produselor acide sînt explicate de către R. A. Daly (8), Wager şi Deer (1939), C. E. Tilley (31), H. Kuno (1953) ca fiind o consecinţă a contaminării acestor magme cu material din blocurile continentale granitice. H. Kuno şi colaboratori (18) subliniază că în insula Hawaii seriile tholeitice de la Kilauea

și Palolo, care se asociază seriilor alcaline, sînt constituite din bazalte, andezite, dacite și riolite. Prin urmare, în aceste regiuni unde materialul sialic lipsește și deci posibilitatea contaminării magmelor este exclusă, formarea produselor acide trebuie legată de procesul de cristalizare fracționată continuă. Kuno consideră că separarea timpurie a oxizilor de fier sub formă de magnetit poate conduce în final la un exces de silice în magmele reziduale.

G. C. Kennedy (16) și E. F. Osborn (24) arată că variația conținutului în fier, alcali și silice a magmelor bazaltice în timpul fracționării lor este determinată de variația presiunii parțiale a oxigenului. Îmbogățirea în fier a magmelor gabbroidice reziduale din intrusiunile de la Căzănești — Ciungani și de la Almaș — Sălișteț (Munții Drocea) este explicată, de asemenea, prin creșterea gradului de oxidare a magmelor (6), (7).

Fără a diminua semnificația fenomenelor de contaminare în evoluția magmelor bazaltice, variația conținutului în fier și alcali din seriile tholeitică și alcalină din Munții Perșani trebuie legată de variația gradului de oxidare a magmelor și, aceasta la rîndul său, de variația presiunii parțiale a oxigenului. Raportul Fe_2O_3: FeO din rocile bazaltice, precum și prezența titanomagnetitului în gabbrouri, dolerite și chiar în bazalte ca ultim produs al cristalizării, constituie indicații privind valoarea ridicată a gradului de oxidare a magmelor în faza inițială a diferențierii.

BIBLIOGRAFIE

1. Baragar W. R. A., *Petrology of basaltic rocks in part of the Labrador trough*, Bull. of the Geol. Soc. of America, 1960, **71**, *11*.
2. Battey M. H., *The petrogenesis of a spilitic rock series from New-Zealand*, Geol. Mag., 1956, **93**.
3. Bilgrami S. A., *Distribution of Cu, Ni, Co, V and Cr in Rocks of the Hidubagh Igneous Complex, Zhob Valley, West Pakistan*, Geol. Soc. America Bull., 1961, **72**, *12*.
4. Bowen N., *The evolution of the igneous rocks*, Princenton, 1927.
5. Burri C. u. Niggli P., *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens*, Zürich, 1945, partea I.
6. Cioflica G., *Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești — Ciungani (M-ții Drocea)*, An. Inst. geol., 1962, **XXXII**.
7. Cioflica G. și Savu H., *Noi contribuții la cunoașterea posibilităților de formare a titanomagnetitelor din Munții Drocea*, St. și cerc. geol., 1960, **5**, *4*.
8. Daly R. A., *Igneous rocks and the depths of the earth*, Mc Graw Hill Book Co., New York — Londra, 1935.
9. Dimitrescu R., *Asupra prezenței rocilor alcaline în partea nordică a Munților Perșani*, Com. Acad. R.P.R., 1957, **VII**, *1*.
10. — *Asupra unor roci eruptive bazice și ultrabazice din nordul Munților Perșani*, Com. Acad. R.P.R., 1957, **VII**, *2*.
11. — *Studiul geologic și petrografic al părții de est a Masivului Făgăraș*, Dări de seamă Inst. geol., 1962, **XLVII** (1959—1960).
12. Herbich Fr., *Das Szeklerland*, Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anstalt, 1878, **V**.
13. Hess H. H., *Stillwater igneous complex Montana*, Geol. Soc. America, Mem., 1960, 80.
14. Ilie M., *Structura geologică a Munților Perșani. II. Defileul Oltului*, An. Com. geol., 1954, **XXVII**.
15. — *Structure géologique des Monts Perșani. I. Région Cuciulata — Lupșa — Comana — Venetia*, Ann. du Comité Géologique, 1960, **XXVI—XXVIII**.
16. Kennedy G. C., *Equilibrium between volatiles and iron oxides in igneous rocks*, Am. J. Sci., 1948, **246**.

17. Kuno H., *Fractional cristallization of bazaltic magmas*, Jap. J. Geol. a. Geogr., 1937, **XIV**, *2—3*.
18. Kuno H., Yamasaki K., Iida Ch. a. Nagashima K., *Differentiation of Hawaiian Magmas*, Jap. J. Geol. a. Geogr., 1957, **XXVIII**, *4*.
19. Manilici V., *Studiul petrografic al rocilor eruptive mezozoice din regiunea Poiana Mărului — Şinca Mică — Holbav*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
20. Manilici V. şi Vîlceanu P., *Contribuţiuni la studiul rocilor efuzive din Bazinul Codlea*, St. şi cerc. geol., 1962, **7**, *3—4*.
21. Manilici V. u. Vîlceanu P., *Beiträge zum Studium der Efusivgesteine des Codlea — Beckens*, Congresul V al Asociaţiei Carpato-Balcanice, sept. 1961, Sect. I, Mineralogie-petrografie.
22. Mc Dougal Ian, *Differentiation of the Tasmanian dolerites: Red Hill dolerite — granophyre association*, Geol. Soc. America Bull., 1962, **73**, *3*.
23. Nockolds S. R. a. Allen R., *The geochemistry of some igneous rocks series*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1954, **5**.
24. Osborn E. F., *Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma*, Am. J. Sci., 1959, **257**.
25. Patrulius D., *Observaţiuni asupra depozitelor mesozoice din Bucegi şi Perşani*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII** (1950—1951).
26. — *La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpathes Orientales*, Ann. Inst. Géol. Hongrie, 1960, **XLIX**, *1*.
27. — *Le wildflysch et les olistolithes des Monts Perşani*, VI-e Congrès Carpatho-Balkanique (Varşovia-Cracovia), Résumés des communications, 1963.
28. Savul M. u. Krăutner Th., *Ein Arfvedsonitgranitporphyr aus der Umgebung von Braşov*, C.R. de l'Acad. des Sci. de Roum., 1937, **I**.
29. Steinmann G., *Die ophiolitischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen*, XIV-e Congr. Intern. Geol., Madrid, 1927.
30. Szentpétery S., *Die mesozoischen Eruptivgesteine der südlichen Hälfte des Persanyer Gebirges*, Naturwissensch. Museumhefte, 1909, **IV**, *2*.
31. Tilley C. E., *Some aspects of magmatic evolution*, Quart. Journ. Géol. Soc., 1950, **106**.
32. — *Kilauea Magma, 1959—1960*, Geol. Mag., 1960, **XCVII**, *6*.
33. Vuagnat M., *Remarques sur la trilogie serpentinites-gabbros-diabases dans le bassin de la Mediterrannée Occidentale*, Geologische Rundschau, 1964, **53**.

Institutul de geologie şi geografie al Academiei R.P.R.
şi
Institutul geologic al Comitetului geologic

Primită în redacţie la 19 ianuarie 1965.

DIOPSIDUL ÎN ȘISTURILE CRISTALINE DIN MUNȚII RODNEI

DE

VASILE POMÎRLEANU

55(05)

Analiza geotermometrică a incluziunilor fluide din diopsid arată că acest mineral s-a format în intervalul de 326—452°C. Pe baza observațiilor de teren, a studiilor mineralogice și geotermometrice de laborator, se formulează ipoteza unei corelații între calcarele cristaline intens recristalizate și un corp intrusiv ascuns, care ar fi generat fenomenul de contact și sub influența căruia au luat naștere ivirile de diopsid din regiune.

Cristalinul Carpaților Orientali, și în special partea nordică a acestuia, a constituit obiectul a numeroase studii geologice. În această regiune s-au identificat două serii de roci metamorfice: una de mezozonă, constituită din micașisturi cu muscovit și granați, șisturi cu biotit și amfiboli, amfibolite, calcare cu tremolit și diopsid etc. și o serie de roci de epizonă, constituită din cuarțite negre, șisturi sericitoase cu clorit, gnaise psamitice sericitoase, roci albe porfirogene, calcare și dolomite cristaline etc. (5), (3).

Pe lîngă rocile menționate mai sus, Th. Kräutner (3), în seria mezozonală din cristalinul Rodnei, include pegmatitele și totodată citează o serie de roci bazice. Printre acestea Th. Kräutner menționează și existența unor concentrații diopsidice în apropierea vîrfului Scărișoara.

Obiectul lucrării noastre este studiul ivirilor de diopsid din complexul șisturilor cristaline mezozonale din Munții Rodnei, atît sub aspect mineralogic, chimic și geotermometric, cît și considerații asupra genezei diopsidului în această regiune.

După cum rezultă din schița de hartă reprezentată în figura 1, ivirile de diopsid se află la circa 200 m spre sud-est de vîrful Scărișoara, în complexul de roci metamorfice localizat între valea Rebrei și valea Cormaia, afluenți pe malul drept ai Someșului Mare.

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 10 nr. 1 p. 183—194 București 1965

Ivirile de diopsid *in situ* se întind, ca formațiune separată, sub formă de blocuri (fig. 2) pe o zonă care la zi are o lungime de circa 80 m. Această zonă este orientată N—60°V. În extremitatea nord-vestică și cea sud-estică, zona ivirilor de diopsid este mai largă și delimitată de micașisturi cu granați orientate N—50—55°V, iar în partea centrală, pe creasta de deal, se îngustează pînă la o lățime de circa 11 m, fiind localizată la contactul calcarelor cristaline cu șisturile micacee cu granați. În general, ivirile de diopsid sînt dispuse aproximativ în mod concordant cu rocile vecine.

La contactul ivirilor de diopsid cu calcarele cristaline, zona de calcare este puternic tremolitizată. Cristalele de tremolit sînt de culoare albă cu ușoare nuanțe cenușii, cu habitus prismatic, dispuse sub formă de snopi (fig. 3).

MORFOLOGIA CRISTALELOR DE DIOPSID

Cristalele de diopsid au forma de prismă monoclinică. Macroscopic se disting plane de separație după (001) (fig. 4).

Frecvent se întîlnesc agregate cilindrice sau radiare de indivizi cristalini cu o lungime variabilă de la ordinul milimetrilor pînă la 10 și 12 cm (fig. 5).

Cristalele au o culoare verde-murdar. Luciu sticlos. Uneori aceste cristale prezintă deformații lamelare curbe. Aceste deformații arată că diopsidul a fost supus unei ușoare faze tectonice înainte de a ajunge la o deformație rupturală.

Pentru studiul și identificarea diopsidului s-au utilizat o serie de analize: microscopică, roentghenografică, spectrală și chimică.

1. ANALIZA MICROSCOPICĂ

La microscop, cristalele apar incolore și prezintă clivaj după fața (110). De asemenea, cristalele în mod frecvent sînt însoțite de separații paralele după fețele (100) și (001). Ng—Np = 0,031, cNg = 38—40°.

Pe urmele de separație se dezvoltă actinotul, caracterizat prin cristale aciculare dezvoltate, înclinat sau aproape paralel față de pereții separațiilor. Actinotul apare slab colorat și prezintă următoarele nuanțe: Ng = galben-verzui pal; Np = incolor-galben pal; cNg = 15°.

Apariția actinotului ca mineral secundar pe liniile de separație ale cristalelor de diopsid a avut loc într-o fază postmetamorfică. Soluțiile au pătruns pe liniile de separație, determinînd depunerea mineralului secundar. După depunerea actinotului urmează o ușoară fază tectonică, care fisurează mineralul primar (diopsidul), producînd denivelări submilimetrice pînă la milimetrice. După aceea urmează un nou aport, de-a lungul acestor fisuri, înlesnind apariția altui mineral cu birefringență slabă, probabil zoizit.

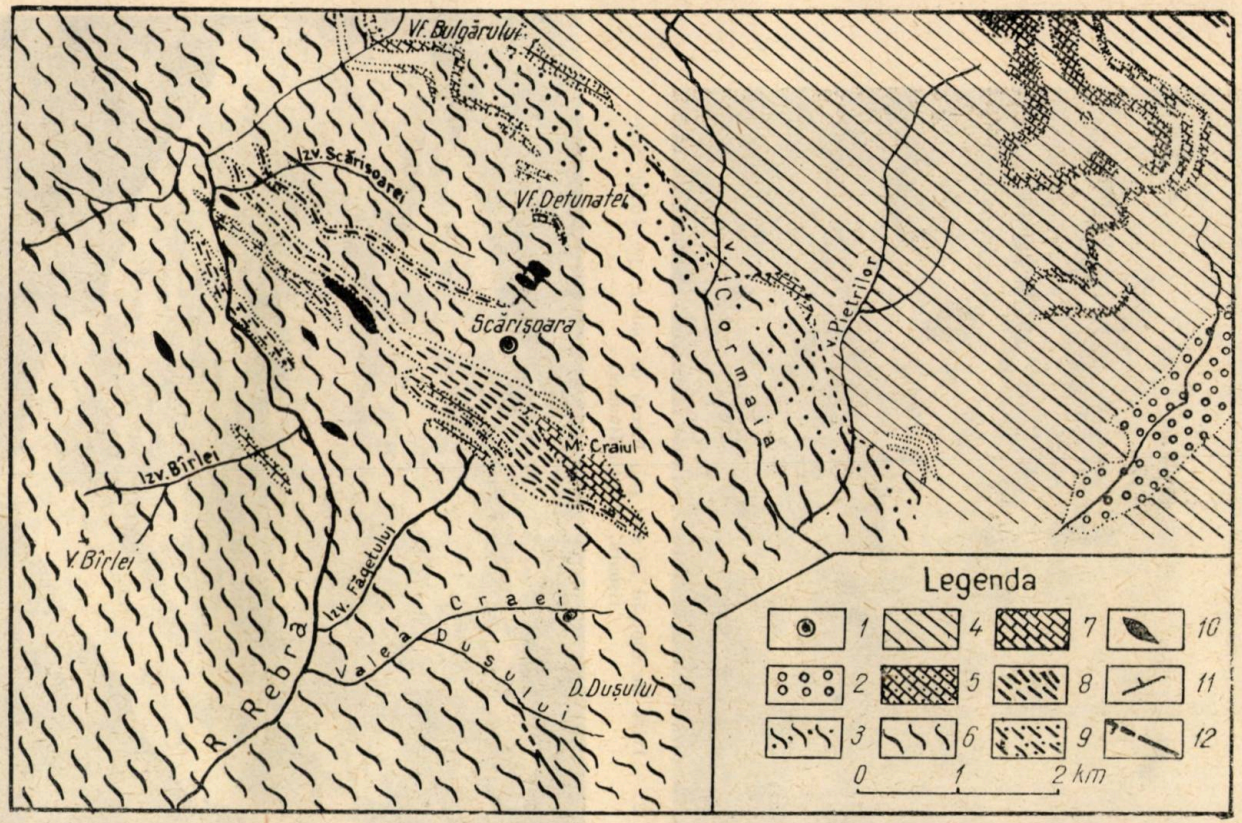


Fig. 1. — Schița geologică cu localizarea ivirilor de diopsid în vîrful Scărișoara din Munții Rodnei (geologia perimetrului după Th. Kräutner).

1. Iviri de diopsid; *2*, andezit cu biotit și amfibol; *3*, zone diaftoritice. *Seria cristalinului epizonal*: 4, șisturi sericito-cloritice, cuarțite cu sericit și șisturi muscovitice; *5*, calcare cristaline și șisturi cloritoase. *Seria cristalinului mezozonal*; *6*, paragnaise și șisturi cu biotit și micașist cu granat; *7*, calcare cristaline (marmure); *8*, amfibolite șistoase; *9*, amfibolite masive; *10*, pegmatite; *11*, direcții și înclinări; *12*, falii.

Fig. 2. — Iviri de diopsid *in situ* sub formă de blocuri pe vîrful Scărișoara, Munții Rodnei.

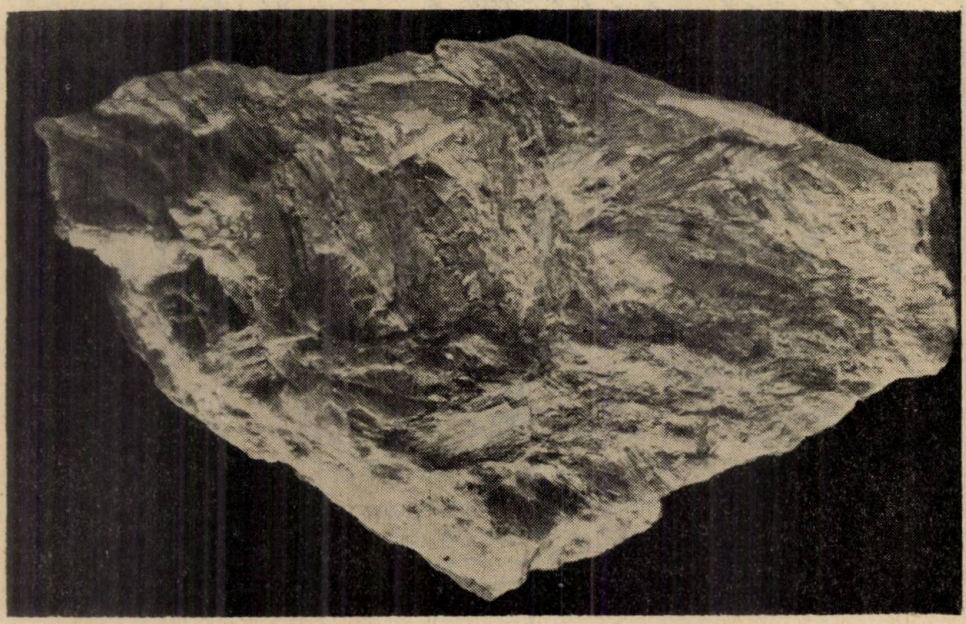


Fig. 3. — Cristale de tremolit dispuse pe calcare la contactul acestora cu diopsidul (mărime naturală).

Fig. 4. — Cristale de diopsid din Munţii Rodnei (mărime naturală).

Fig. 5. — Agregate radiare de cristale de diopsid.

2. ANALIZA ROENTGHENOGRAFICĂ

Rezultatele analizei roentghenografice a diopsidului sînt date în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Rezultatele analizei roentghenografice a diopsidului (metoda pulberilor), diametrul camerei 57,3, anticatod de cupru

Diopsidul din Munţii Rodnei*			Diopsidul standard după Miheev	
nr. spectr.	I**	d/n	I	d/n
1	i	3,2445	3	3,23
2	f.i	3,0690	10	3,00
3	f.i	2,5330	6	2,519
4	s.	2,3110	2	2,289
5	f.s	2,2235	1	2,208
6	i	2,1330	3	2,143
7	i	2,0315	2	2,009
8	s	1,8360	1	1,832
9	i	1,7500	3	1,750
10	f.s	1,6720	0,5	1,670
11	f.i	1,6180	7	1,622
12	s	1,5290	1	1,523
13	f.i	1,4230	7	1,419
14	f.i	1,3280	4	1,326
15	i	1,2860	4	1,278
16	f.s	1,2640	2	1,258

* Analist Georgeta Ionescu, Universitatea „Babeş-Bolyai", Cluj.

** i = intens. s = slab.

f.i. = foarte intens. f.s = foarte slab.

Datele acestei analize arată că atît intensitatea liniilor (I), cît şi distanţa dintre plane (d/n) concordă pe deplin cu diopsidul standard din tabelele lui V. I. Miheev (4). Studiul roentghenografic s-a efectuat prin metoda pulberilor (Debye-Scherrer). Spectrul obţinut este dat în figura 6.

3. ANALIZA SPECTRALĂ

Determinarea elementelor minore s-a efectuat spectrografic prin evaporarea probei de diopsid din cavitatea electrozilor de cărbune cu arc de curent alternativ la 12 A. Lumina iradiată s-a descompus cu un spectrograf de cuarţ de tipul ISP-28 şi s-a înregistrat pe plăci ultraviolete cu expunere de 1 min. După developare, fixare, spălare şi uscare, placa s-a interpretat la microfotometru. Cantitatea aproximativă a elementelor minore s-a calculat pe baza diagramelor de lucru construite în coordonate lg I—lg C, aplicînd corecţii pentru radiaţia de fond.

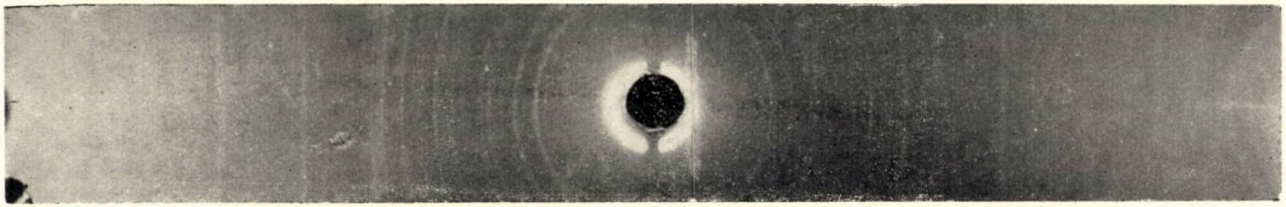


Fig. 6. — Roenghenograma diopsidului (metoda pulberilor).

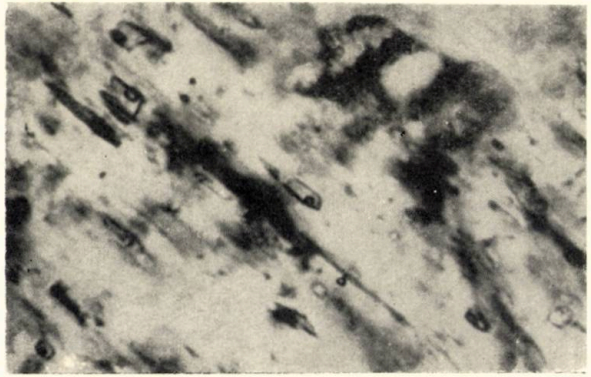


Fig. 7. — Cavităţi cu incluziuni fluide din cristalele de diopsid din Munţii Rodnei (mărit 2 370 ×).

În tabelul nr. 2 sînt trecute rezultatele analizei spectrografice.

Tabelul nr. 2

Concentrația elementelor minore în diopsid *

Elementul	Conținut (greutate %)	Elementul	Conținut (greutate %)
Ge	0,0007	Co	0,006
Ga	0,0003	V	0,01
Ni	0,01	Ba	0,01
Cd	0,01	Pb	0,001

* Analist Ștefan Mihalka, Trustul Minier Baia-Mare.

Din acest tabel rezultă că elementele minore: Ni, Cd, V și Ba sînt prezente în diopsid în concentrație de 0,01%, pe cînd Ge, Ga, Co și Pb au un conținut sub 0,006 %.

4. ANALIZA CHIMICĂ

În tabelul nr. 3 sînt date rezultatele analizei chimice a diopsidului din Munții Rodnei pentru comparație cu diopsidul de contact de la Ciclova (Banat), Ocna-de-Fier și de la zăcămîntul Nirici din U.R.S.S.

Tabelul nr. 3

Analize chimice ale diopsidelor

Compoziția chimică	Munții Rodnei *	Ocna-de-Fier (Terezia) **	Ciclova (Banat)***	Zăcămîntul Nirici (U.R.S.S.) ****
SiO_2	53,98	50,72	52,75	52,64
Al_2O_3	1,30	1,74	3,61	1,53
Fe_2O_3	0,96	3,63	—	0,89
FeO	3,49	2,27	1,91	4,43
MgO	16,11	15,73	17,03	15,62
CaO	23,31	25,30	25,24	24,50
MnO	0,16	—	—	0,14
TiO_2	0,10	—	—	0,13
H_2O	—	—	—	0,25
Total	99,41	99,39	100,54	100,13

* Analist A. Movileanu. Secția geochimie, Academia R.P.R., Filiala Iași.
** Al. Kissling, *Texturi metasomatice în zona de skarn de la Ocna-de-Fier*, Teză de disertație, București, 1963.
*** Au. Liffa, *Diopsid von Csiklovabanya*, Neues Jahrb. für Min. Geol. Petrographie, 1924, I.
**** L. I. Shabinin, M. A. Litarev, N. N. Pertev i B. M. Smakin, *Spinelevo — piroxenovie porodi kak metasomaticeskie obrazovania*, Fiziko-him. problemi formirovania gornih porod i rud, I, Moskva, 1961.

Din acest tabel rezultă că valorile găsite pentru diopsidul din apropierea vîrfului Scărișoara din Munții Rodnei sînt foarte apropiate de valorile determinate pentru alte ocurențe de diopsid din R.P.R. și U.R.S.S.

Formula chimică a diopsidului după datele analizei chimice corespunde la:

$$(Si_{1,9814}\ Al_{0,0186}\ O_6)\ (Al_{0,0378}\ Fe^{3+}_{0,0268}\ Ti_{0,0028})$$
$$(Ca_{0,9167}\ Mg_{0,8809}\ Fe^{2+}_{0,1071}\ Mn_{0,0050})$$

5. ANALIZA GEOTERMOMETRICĂ

Cu ocazia studiului microscopic în secţiuni subţiri, s-a observat că cristalele de diopsid conţin pe lîngă mineralele secundare şi incluziuni fluide cu două faze: lichid — vapori.

Metoda geotermometrică pe bază de incluziuni a început să fie aplicată şi la alte minerale în afară de cele clasice menţionate pînă în prezent în literatura de specialitate. De exemplu, pentru axinit (1) şi pentru disten (9).

a) Studiul morfologic al incluziunilor din diopsid. În cazul mineralului de faţă, spre deosebire de incluziunile din cristalele de cuarţ care erau distribuite după zone de creştere sau de-a lungul unor crăpături, cavităţile cu incluziuni fluide sînt, în general, alungite şi orientate în direcţia liniilor de clivaj. S-a constatat că, în majoritatea cristalelor cercetate, cavităţile conţin incluziuni fluide cu două faze: lichid — vapori (fig. 7).

b) Datele geotermometrice şi interpretarea lor. Rezultatele analizei geotermometrice sînt trecute în tabelul nr. 4.

Tabelul nr. 4

Analize geotermometrice ale probelor de diopsid cercetate

Nr. ord.	Proba	Temperatura °C	Nr. ord.	Proba	Temperatura °C	Nr. ord.	Proba	Temperatura °C	Nr. ord.	Proba	Temperatura °C
1	1	228	18	1	223	35	2	220	52	3	223
2	1	226	19	1	218	36	2	218	53	3	218
3	1	188	20	1	228	37	2	221	54	3	236
4	1	236	21	1	192	38	2	223	55	3	218
5	1	212	22	1	202	39	2	224	56	3	223
6	1	218	23	1	221	40	2	227	57	3	217
7	1	223	24	1	216	41	2	217	58	3	216
8	1	213	25	2	218	42	2	234	59	3	216
9	1	222	26	2	236	43	2	226	60	3	219
10	1	216	27	2	210	44	2	218	61	3	203
11	1	218	28	2	231	45	2	214	62	3	213
12	1	208	29	2	227	46	2	220	63	3	219
13	1	217	30	2	217	47	3	217	64	3	212
14	1	214	31	2	219	48	3	222	65	3	228
15	1	211	32	2	218	49	3	227	66	3	224
16	1	208	33	2	219	50	3	221			
17	1	212	34	2	221	51	3	219			

Omogenizarea fazei de vapori în cea lichidă a decurs treptat şi uniform.

Rezultatele din tabelul nr. 4 sînt sintetizate (fig. 8) sub formă de histogramă prin aplicarea metodei de reprezentare statistică (6), (7).

Din diagrama figurii 8 se constată că curba temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide este de tipul curbelor simetrice (distribuție normală), cu o ușoară prelungire a brațului stîng. Limitele temperaturilor sînt cuprinse în intervalul de 185 și 240°C, iar maximul de frecvență se plasează între 215 și 220°C.

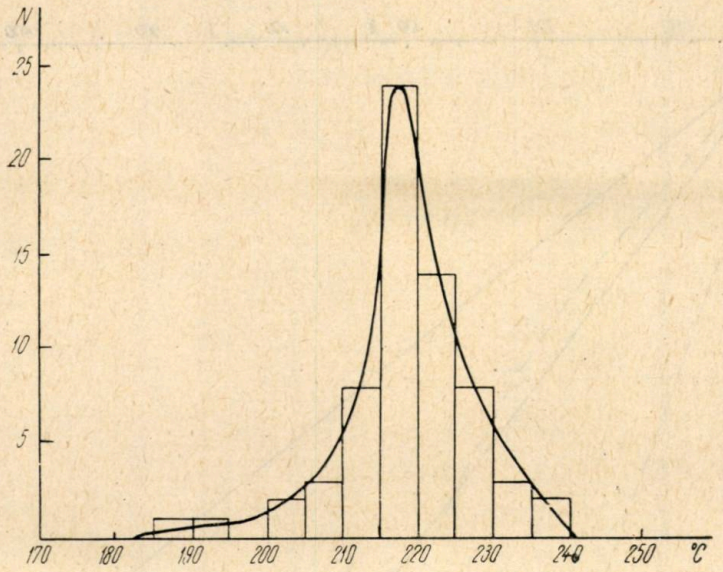


Fig. 8. — Histograma temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de diopsid.

Temperaturile de omogenizare ale incluziunilor fluide din mineralele nefiloniene au o semnificație aparentă. Pentru a găsi temperatura reală de cristalizare a unui mineral, acad. M. Savul și V. Pomîrleanu (8) au construit curbe de corecție după datele lui G. C. Kennedy, pentru cazul gradienților de 30 și 50°C/km (fig. 9).

Conform diagramei din figura 9, la temperatura medie de omogenizare de 219°C pentru un gradient geotermic de 30°C/km pe curba *a* corespunde o temperatură reală de 452°C, iar pentru gradientul de 50°C/km corespund o adîncime de 6,5 km și o temperatură reală de 326°C.

Limitele temperaturilor de formare a diopsidului din Munții Rodnei, determinate prin metoda omogenizării incluziunilor fluide, după corecție pentru maximul de frecvență, după cum se vede sînt destul de largi, fiind cuprinse între 326 și 452°C. În intervalul temperaturilor determinate de noi se plasează și valorile temperaturilor de 370—395°C, determinate de L. I. Koltun, I. V. Liahov și A. V. Pisnur pentru parageneza diopsid-granat din zăcămîntul Savinsk 5, Transbaikalia (2).

În literatura de specialitate cu privire la geneza rocilor piroxenice au fost emise mai multe ipoteze, printre care și aceea a formării piroxenitelor sub acțiunea metamorfismului regional al sedimentelor, care a fost susținută de L a c r o i x (1932), G a l i u k (1957) ș.a. Această ipoteză

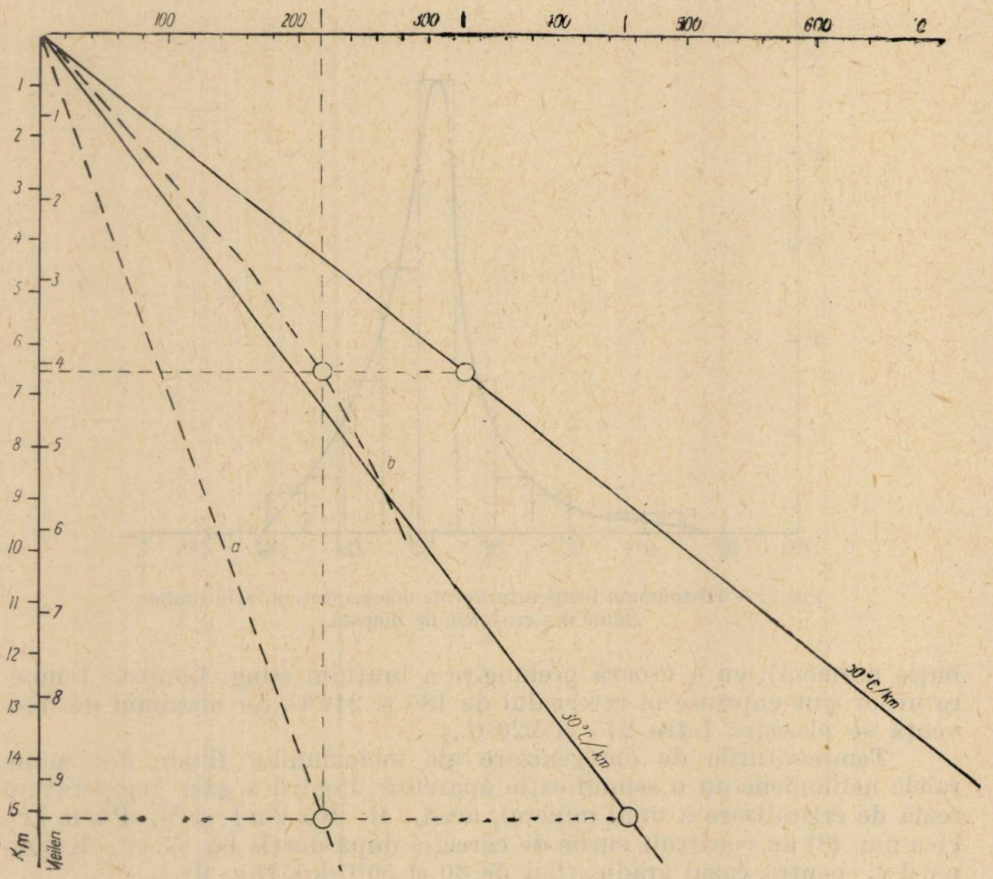


Fig. 9. — Diagrama pentru determinarea aproximativă a temperaturilor reale de formare a mineralelor în raport cu gradienții geotermici de 30 și 50°C/km (după acad. M. S a v u l și V. P o m î r l e a n u).

pentru ivirile de diopsid din vîrful Scărișoara (Munții Rodnei) nu pare a fi confirmată. Acest fapt se justifică prin aceea că, după cum menționează V. S. S o b o l e v (10), limita superioară de temperatură în cadrul metamorfismului regional — după D. S. K o r j i n s k i — este de 850°C și numai pentru șisturile cristaline din fundament poate ajunge pînă la 900—950°C, iar temperatura minimă poate fi cuprinsă între 450 și 500°C (temperatură care s-a stabilit pentru mineralele din grupa caolinului).

Luînd în considerare faptul că diopsidul apare în apropierea și la contactul cu calcarele cristaline intens recristalizate ce conțin agregate de tremolit, care prin caracterul lor petrografic se deosebesc în mod evident de restul calcarelor din regiune, formulăm ipoteza unei corelații între aceste roci și un corp intrusiv ascuns care ar fi generat fenomenul de contact. De asemenea și prezența ivirilor de pegmatite dintre vîrful Scărișoara și vîrful Detunata vine în sprijinul ipotezei că și acestea ar fi în legătură cu un eventual corp magmatic cu care se asociază. Prezența agregatelor de tremolit la contactul calcarelor cristaline cu ivirile de diopsid, precum și temperaturile de cristalizare a diopsidului în intervalul de 326—452°C ar indica existența unei substituții metasomatice specifice, la limita dintre calcarele cristaline și rocile alumo-silicatate de origine sedimentară metamorfozate în zona de acțiune a soluțiilor magmatogene generate de corpul intrusiv ascuns.

Tot în sprijinul acestei ipoteze vin și următoarele constatări de teren : ivirile de diopsid au aproximativ aceeași orientare cu rocile înconjurătoare, conturul lor neregulat față de masa calcarelor și a șisturilor micacee cu granați, lipsa geodelor, dimensiunile relativ mici de ordinul zecilor de metri și prezența agregatelor cilindrice alungite sau a celor radiare de indivizi cristalini (fig. 4 și 5).

CONCLUZII

Cercetările asupra ivirilor de diopsid din Munții Rodnei duc la următoarele constatări :

1. Prezența nichelului, cadmiului, vanadiului și bariului ca elemente minore cu un conținut de 0,01% și a germaniului, galiului, cobaltului și plumbului cu un conținut mai mic de 0,006%.

2. Incluziunile fluide cu două faze lichid — vapori în cristalele de diopsid sînt orientate după liniile de clivaj.

3. Analiza geotermometrică a acestor incluziuni din diopsid arată că acest mineral s-a format în intervalul de 326—452°C, date ce concordă cu temperaturile de cristalizare determinate pentru parageneza diopsid-granat din zăcămîntul Savinsk 5, Transbaikalia.

4. Pe baza observațiilor de teren, a studiilor mineralogice și geotermometrice de laborator se formulează ipoteza unei corelații între calcarele cristaline intens recristalizate și un corp intrusiv ascuns care ar fi generat fenomenul de contact și sub influența căruia au luat naștere ivirile de diopsid din regiune.

BIBLIOGRAFIE

1. Колтун Л. И., Ляхов Ю. В. и Пизнюр А. В., *К вопросу об условиях образования акеинитов*, Зап. Всесоюзн. Минер. Общ., 1961, *3*.
2. Колтун Л. И., Ляхов Ю. В. и Пизнюр А. В., *О температурах растворов газово-жидких включений в минералах месторождения Савинское № 5*, Зап. Всесоюзн. Минер. Общ., 1963, **3**.

3. Kräutner Th., *Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen)*, An. Inst. geol. Rom., 1938, **XIX**.
4. Михеев В. И., *Рентгенометрический определитель минералов*, Госгеолтехиздат, Москва, 1957.
5. Savul M., *Le cristallin de Bistriţa. La région Dorna — Broşteni (districts Cîmpulung et Neamţ)*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1938, **XXIV**, *1*.
6. Савул М. А. и Помырляну В. В., *О статистическом методе определения температуры гомогенизации жидких включений*, Геохимия, 1958, *3*.
7. Savul M. u. Pomîrleanu V., *Paläogeothermometrische Forschungen in Bezug auf die Hidrothermalganglagerstätte von Baia Sprie (Felsöbanya) R. V. R.*, Acta Geologica, 1961, **VII**, *1—2*.
8. — *Paläogeothermisches Profil in den Ostkarpathen, den differenzierten Quarz der kristallinen Schiefer betreffend*, Anal. şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, 1960, **VI**, *2*.
9. Соболев В. С. и Базарова Т. Ю., *О температуре кристаллизации дистена в пегматитах*, Докл. АН СССР, 1963, **153**, *4*.
10. Соболев В. С., *О давлении при процессах метаморфизма. Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. I*, АН СССР, Москва, 1961.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei R.P.R.
şi
Secţia de geochimie, Iaşi.

Primită în redacţie la 13 octombrie 1964.

CONSIDERAȚII GENETICE ASUPRA ZĂCĂMINTELOR DE SULFURI COMPLEXE DIN CRISTALINUL CARPAȚILOR ORIENTALI *

DE

H. KRÄUTNER

55 (05)

Zăcămintele de sulfuri complexe asociate şisturilor cristaline din Carpaţii Orientali reprezintă atît formaţiuni vulcanogen-sedimentogene, cît şi hidrotermale metamorfozate regional. Această încadrare genetică se argumentează prin date geologice — controlul stratigrafic al acumulărilor de sulfuri, forma de zăcămînt, ambianţa geologică-petrografică, aliniamentul zăcămintelor de sulfuri — prin structura, textura, compoziţia mineralogică şi chimică a minereului, prin date paleogeotermometrice şi paleomagnetice.

Zăcămintele de sulfuri sînt legate genetic de magmatismul acid precambrian antemetamorfic care a generat metatufurile acide din cristalinul Carpaţilor Orientali.

Zăcămintele de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali, cunoscute în parte încă de la începutul secolului trecut (8), (39), (40), constituie o unitate genetică bine individualizată. Acest lucru implică necesitatea luării în considerare în aprecierile genetice care se fac asupra diverselor acumulări de sulfuri din grupa zăcămintelor menţionate în primul rînd a concluziilor genetice de ordin general, ce se desprind din analizarea întregii unităţi metalogenetice privită în cadrul geologic general în care se dezvoltă. Prezentarea şi discutarea argumentelor general valabile pentru încadrarea genetică a acestor zăcăminte constituie obiectul lucrării de faţă.

În grupa zăcămintelor de sulfuri complexe asociate formaţiunilor cristaline din Carpaţii Orientali se încadrează acumulările de sulfuri de la Novicior, Cataramă — Burloaia, Ţibău, Fluturica — Cîrlibaba, Mă-

* Lucrare publicată şi în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **10**, *1* (în limba germană).

năilă — Valea Stînei, Fundul-Moldovei — Pojorîta — Valea Colbului, Leşul Ursului şi Bălan.

În cristalinul Carpaţilor Orientali se mai întîlnesc acumulări de sulfuri la Gemenea — Ostra şi în regiunea Tulgheşului. Cele de la Gemenea — Ostra reprezentînd, după cum au arătat V. Ianovici, D. Giuşcă, V. Stiopol, L. Mînzăraru (16), V. Ianovici, D. Giuşcă, Fl. Tănăsescu, G. Pitulea (17) şi Fl. Tănăsescu, G. Pitulea (38), formaţiuni hidrotermale postmetamorfice, nu trebuie atribuite grupei zăcămintelor de sulfuri din cristalin, aşa cum se remarcă tendinţa în unele lucrări (18), (33). Ivirile de sulfuri din regiunea Tulgheş au fost descrise de A. Chelărescu (3), (4) drept formaţiuni hidrotermale, însă din prezentările petrografice, texturale şi din numeroasele ilustraţii care însoţesc publicaţiile autorului se poate întrevedea o asemănare a minereului din unele iviri cercetate, amplasate în roci porfirogene, cu cel metamorfozat regional. De exemplu, se poate afirma cu certitudine caracterul metamorfic al ivirii de minereu cu magnetit şi thuringit de la Huian. În schimb, alte iviri par într-adevăr a fi de natură hidrotermală.

Literatura geologică din ultimele două decenii oferă, pe lîngă informaţii geologice şi petrografice, din ce în ce mai numeroase date de ordin genetic asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali. Concepţiile genetice exprimate pînă în prezent sînt foarte variate şi contradictorii. Ele epuizează aproape toate posibilităţile de formare a acumulărilor de sulfuri în general. Ideile şi părerile emise se pot grupa în două categorii principale :

a. *Concepţii care admit că acumulările de sulfuri nu sînt metamorfozate regional şi reprezintă formaţiuni hidrotermale ale unei activităţi magmatice.* Acest punct de vedere a fost adoptat în 1850 de B. v. Cotta (8) pentru sulfurile de la Fluturica — Cîrlibaba şi de Al. Chelărescu (5) şi alţi cercetători (22) pentru zăcămîntul de la Bălan. Ulterior, în 1961, M. Socolescu (36) extinde ideea originii hidrotermale, susţinută în 1949 pentru sulfurile de la Baia-Borşa (35), asupra tuturor zăcămintelor de sulfuri complexe din Carpaţii Orientali şi le leagă genetic de metalogeneza magmatismului neogen. Originea hidrotermală a fost reafirmată în 1962 de M. Socolescu, M. Butucescu, Th. Popescu, I. Samoilă, D. Teodorescu şi M. Drăghilă (37) pentru zăcămintele de la Baia-Borşa — Burloaia (pneumatolitic-hidrotermal), iar pentru zăcămîntul de la Fundul-Moldovei de Stela Popescu şi R. Hădăranu (1961)[1].

b. *Concepţii care admit că acumulările de sulfuri sînt metamorfozate regional.* După procesul premetamorfic, prin care se explică formarea zăcămintelor de sulfuri, pot fi distinse trei puncte de vedere genetice diferite, după care zăcămintele de sulfuri ar reprezenta :

b_1. Acumulări hidrotermale filoniene metamorfozate regional. Această idee a fost exprimată în 1958

[1] Stela Popescu şi R. Hădăranu, *Raport asupra lucrărilor geologice de explorare la sectorul Fundul-Moldovei*, Arh. Com. geol., 1961.

de H. Savu și Al. Vasilescu (33) pentru ivirile de pe valea Cisla (Baia-Borșa), de Tr. Idriceanu (18) pentru cele de la Gemenea (încadrate în mod eronat de autor în grupa zăcămintelor legate de șisturile cristaline) și de Fl. Ionescu-Balea, I. Samoilă și N. Isăilă (1962)[2], Fl. Ionescu-Balea, I. Samoilă și A. Grosu (1964)[3] pentru zăcământul Leșul Ursului.

b_2. Acumulări sedimentare metamorfozate regional. La noi în țară, geneza sedimentară a fost afirmată, pentru prima dată, în urma cercetării zăcământului de pirită de la Altîn-Tepe din Dobrogea de către Al. Codarcea (6) și Al. Codarcea și N. Petrulian[4] (1948). Pentru acumulările de sulfuri din cristalinul Carpaților Orientali geneza sedimentară a fost susținută de Th. Kräutner[5] în 1942—1943, cu ocazia cercetării zăcămintelor din regiunea Fundul-Moldovei — Pojorîta — Valea Colbului. Ideea originii sedimentare a fost reafirmată în 1952—1953 de M. Savul[6], în urma lucrărilor întreprinse, împreună cu o echipă de geologi, între localitățile Fundul-Moldovei și Holda. Sedimentarea sulfurilor este presupusă într-un mediu neaerat, bogat în materie organică, iar legătura spațială cu rocile porfirogene este considerată numai stratigrafică, fără a fi și genetică. În 1953 C. Gheorghiu (12) și în 1954 Șt. Ghika-Budești (14) recunosc de asemenea natura sedimentar-metamorfică a zăcămintelor de sulfuri. C. Gheorghiu (12), (13) face unele considerații asupra condițiilor de sedimentare și atrage atenția asupra rolului pe care l-a putut juca activitatea bacteriană în procesul de sedimentare. Geneza zăcămintelor de la Fundul-Moldovei — Pojorîta a fost considerată în 1959 de I. Rădulescu și L. Rădulescu[7] în mod asemănător concepțiilor lui M. Savul. Autorii recunosc legătura stratigrafică cu rocile porfirogene, însă o exclud pe cea genetică în favoarea unei depuneri sedimentare într-un mediu bogat în materie organică. Noi argumentări în favoarea genezei sedimentar-metamorfice au fost aduse ulterior

---

[2] Fl. Ionescu-Balea, I. Samoilă și N. Isăilă, *Considerațiuni asupra mineralizației de sulfuri de la Leșul Ursului*, Comunicare prezentată la Sesiunea științifică a T.P.E.M., 1961—1962.

[3] Fl. Ionescu-Balea, I. Samoilă și A. Grosu, *Asupra genezei mineralizației de la Leșul Ursului*, Comunicare prezentată la Sesiunea științifică a T.P.E.M., 1963—1964.

[4] Al. Codarcea și N. Petrulian, *Raport geologic asupra dezvoltării zonei mineralizate de la Altîn-Tepe între Sacîr-Bair și Dealul Enicerul*, Arh. Com. geol., 1948.

Al. Codarcea și N. Petrulian, *Zăcământul de pirită cupriferă de la Altîn-Tepe*, Raport, Arh. Com. geol., 1948.

[5] Th. Kräutner, *Raport asupra zăcămintelor de pirită din regiunea Fundul-Moldovei — Pojorîta — Valea Colbului*, Arh. Com. geol., 1942.

Th. Kräutner, *Situația ivirilor de pirită și calcopirită din regiunea văii Giumalăului și Colbului*, Raport, Arh. Com. geol., 1943.

[6] [M. Savul], G. Mastacan și Tr. Idriceanu, *Raport preliminar asupra zăcămintelor de sulfuri din regiunea Fundul-Moldovei — Pojorîta — Botuș*, Arh. Com. geol., 1952.

[M. Savul], L. Tănăsescu, St. Remus, Fl. Marinescu, T. Statu, O. Iordăchescu și Gh. Martiniuc, *Prospecțiuni pentru sulfuri în regiunea Pojorîta — Pîrîul Colbului — Crucea — Holda*, Raport, Arh. Com. geol., 1953.

[7] I. Rădulescu și L. Rădulescu, *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe în regiunea Pojorîta — Fundul-Moldovei — Breaza*, Arh. Com. geol., 1959.

(1962—1963) de M. Savul şi V. Pomîrleanu (29), (30), (31), (32) pe baza studiilor paleogeotermometrice asupra formaţiunilor cristaline şi a zăcămintelor de sulfuri din Carpaţii Orientali.

b_3. Acumulări vulcanogen (exhalativ) sedimentare metamorfozate regional. C. Gheorghiu (12) în 1953 şi Şt. Ghika-Budeşti (14), în 1954, întrevăd, pe lîngă admiterea provenienţei elementelor metalice în urma spălării lor de pe continent, şi posibilitatea unui aport de natură vulcanică. În 1958, C. Gheorghiu (13) reanalizează aceste păreri şi arată posibilitatea acumulării sulfurilor complexe în urma dezagregării unor produse vulcanice solide sau datorită unui aport de gaze vulcanice. Originea sedimentar-vulcanogenă a zăcămîntului de la Burloaia [8] a fost susţinută în 1958 de H. Savu şi Al. Vasilescu (33); soluţii hidrotermale ajunse în bazinul de sedimentare au dat naştere unor hidrosoluri din care s-au sedimentat apoi acumulările de sulfuri complexe. În 1961 R. Dimitrescu (9) caracterizează pentru prima dată zăcămintele de sulfuri drept „exhalative" şi „sedimentar-vulcanogene". Pentru zăcămîntul Leşul Ursului geneza vulcanogen-sedimentară a fost susţinută de V. Patriciu şi I. Popa [9]. Aceeaşi origine a fost atribuită de C. Dimofte şi I. Mareş (10) în 1962 piritei din ivirile de sulfuri de la sud de Pojorîta, calcopirita, blenda şi galena fiind considerate însă mai noi, de natură hidrotermală şi legate genetic de metamorfismul regional. În 1964 H. Kräutner [10] argumentează geneza vulcanogen-sedimentară pentru zăcămîntul de la Fundul-Moldovei şi pentru zăcămintele similare din cristalinul Carpaţilor Orientali.

★

Conform scopului propus, se va încerca în cele ce urmează o analiză a datelor geologice care ne pot furniza unele indicaţii asupra modului de formare sau pot avea o implicaţie în argumentarea poziţiei genetice a zăcămintelor de sulfuri din cristalinul Carpaţilor Orientali. Consideraţiile se bazează atît pe cercetările întreprinse de autor asupra zăcămintelor de la Fundul-Moldovei — Pojorîta, Valea Colbului, Leşul Ursului, Fluturica, cît şi pe datele publicate în literatura de specialitate, care de altfel, împreună cu cîteva eşantioane, au constituit singura sursă de informaţii asupra zăcămintelor de la Baia-Borşa — Burloaia — Bazinul Vaserului şi Bălan.

1. CONTROLUL STRATIGRAFIC AL ACUMULĂRILOR DE SULFURI

Poziţia concordantă a lentilelor şi impregnaţiilor de sulfuri în şisturile cristaline şi dispunerea zăcămintelor de-a lungul unui anumit aliniament erau cunoscute încă din secolul trecut (39). Ulterior, recunoaşterea

[8] Autorii utilizează denumirea de „zăcăminte de origine mixtă".

[9] V. Patriciu şi I. Popa, *Asupra genezei efuziv-sedimentogene a zăcămîntului de la Leşul Ursului*, Comunicare prezentată la Sesiunea ştiinţifică a T.P.E.M., 1962—1963.

[10] H. Kräutner, *Studiul mineralizaţiilor din cuprinsul zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali. I. Zăcămîntul de sulfuri complexe de la Fundul-Moldovei*, Raport, Arh. Com. geol., 1964.

de către Th. Kräutner[11] și de M. Savul[12] a faptului că aceste iviri de sulfuri, concordant intercalate formațiunilor cristaline, ocupă același orizont stratigrafic în cristalin a dus la afirmarea originii lor sedimentare. Într-adevăr, controlul stratigrafic al acumulărilor de sulfuri și intercalarea concordantă în șisturile cristaline, azi aproape în unanimitate recunoscute, constituie argumentele principale și hotărîtoare pentru admiterea formării zăcămintelor printr-un proces de sedimentare. După cum am arătat pentru zăcămîntul Fundul-Moldovei[13], prin controlul stratigrafic nu trebuie înțeles un strat continuu în care în zonele de îmbogățire în sulfuri apar zăcămintele, ci amplasarea acumulărilor de sulfuri la diferite nivele în cadrul unui orizont stratigrafic. În regiunea Fundul-Moldovei acest orizont are o grosime de 100 m și este constituit predominant din metatufuri și metatufite acide, în timp ce la Leșul Ursului are o grosime de 140 m și este alcătuit din șisturi sericito-grafitoase și șisturi sericitoase, uneori slab cloritoase, cu rare intercalații de metatufuri și metatufite acide (fig. 1). Orizontul zăcămintelor de sulfuri se poate urmări la aceeași poziție stratigrafică în seria vulcanogen-sedimentară acidă din cadrul formațiunilor cristaline ale Carpaților Orientali (7), pe o distanță de 180 km, de la nord de Burloaia, din bazinul văii Vaser, pînă la sud de Bălan. După cum rezultă de altfel și din figura 1, în orizontul zăcămintelor de sulfuri se constată variații direcționale de grosimi și de facies destul de însemnate. Ele se datoresc în special îndințării

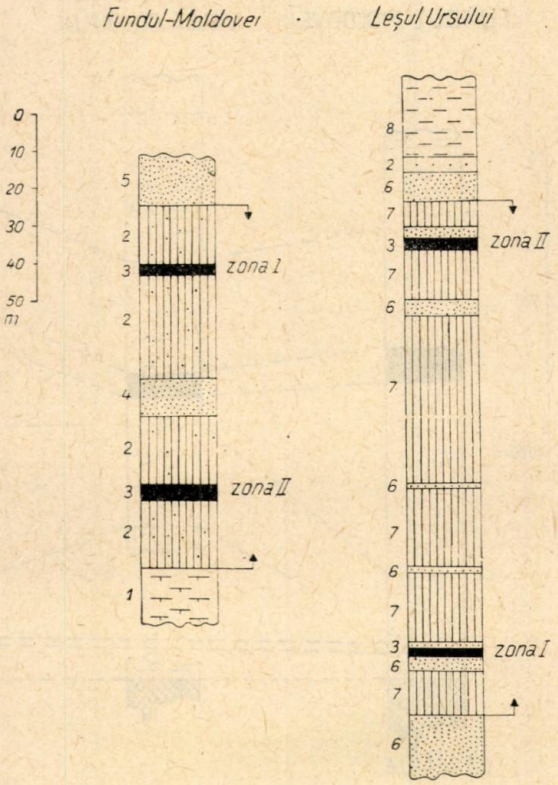


Fig. 1. — Coloane stratigrafice prin orizontul zăcămintelor de sulfuri la Fundul-Moldovei și Leșul Ursului. *1*, Șisturi clorito-sericitoase cu zoizit; *2*, metatufite acide; *3*, minereul de sulfuri; *4*, metatufuri riolitice; *5*, metatufuri keratofirice cuarțifere; *6*, metatufuri acide; *7*, șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericito-cloritoase; *8*, șisturi sericito-cloritoase.

[11] Th. Kräutner, *Op. cit.*, p. 197.
[12] M. Savul și colaboratori, *Op. cit.*, p. 197.
[13] H. Kräutner, *Op. cit.*, p. 198.

metatufurilor acide cu şisturi sericito-grafitoase şi şisturi sericito-cloritoase. În afara orizontului descris, se mai întîlnesc în mod sporadic nivele cu acumulări de sulfuri, însă fără continuitate regională. Un exemplu

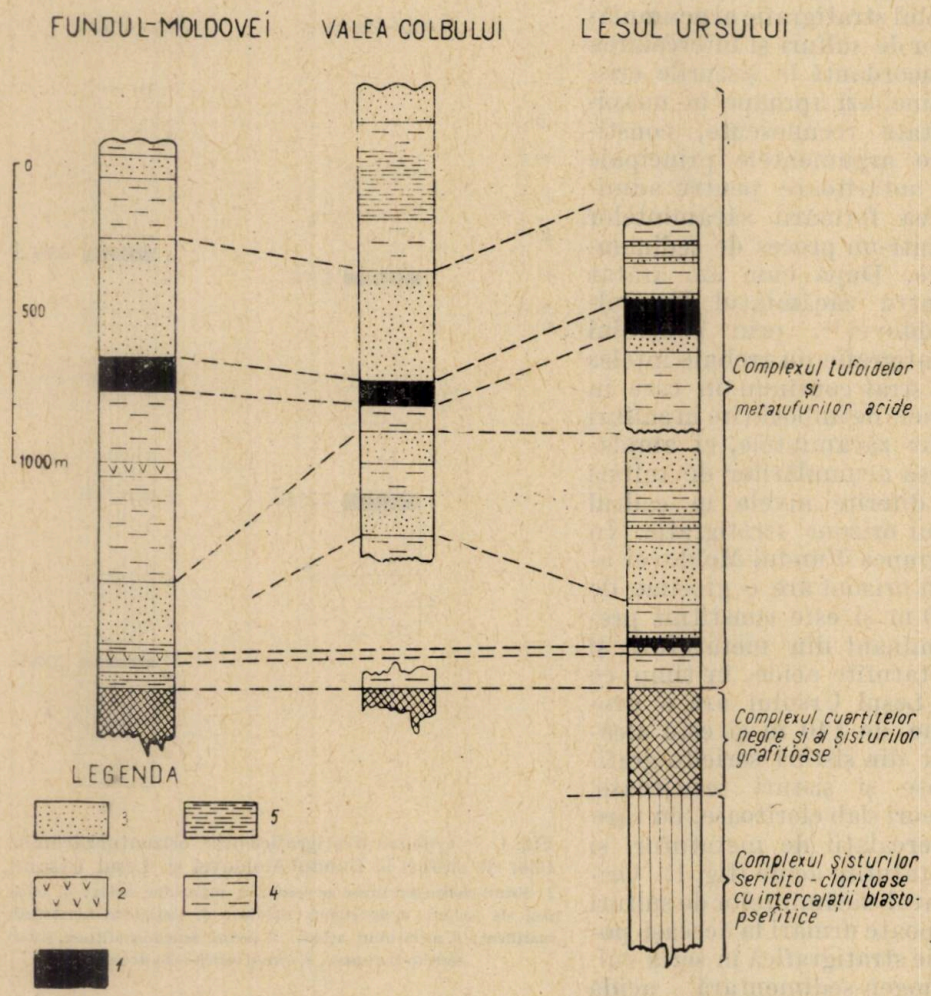


Fig. 2. — Poziţia stratigrafică a orizontului zăcămintelor de sulfuri în seria epimetamorfică a cristalinului Carpaţilor Orientali (coloanele stratigrafice după M. Dessila-Codarcea, I. Bercia, E. Bercia, H. Kräutner, Fl. Kräutner şi M. Mureşan).

1, Orizontul zăcămintelor de sulfuri; *2*, metatufuri bazice şi metabazite; *3*, metatufuri acide; *4*, şisturi sericito-cloritoase; *5*, şisturi sericito-grafitoase.

în acest sens îl constituie zona a III-a de minereu de la Leşul Ursului, situată spre baza complexului metatufurilor acide, între metatufuri acide şi şisturi verzi provenite din tufuri şi roci eruptive bazice.

Spre deosebire de acumulările sedimentare, controlul stratigrafic al minereului sub forma amplasării unor zăcăminte lenticulare la diferite nivele apropiate într-un orizont sau complex constituit din produse ale unui magmatism inițial bazic și acid este extrem de caracteristic formațiunilor vulcanogen-sedimentare. Astfel apar zăcămintele de pirită din caledonidele Norvegiei, cele de sulfuri de Zn, Pb de la Rammelsberg-Meggen, zăcămintele de fier de tip Lahn-Dill din hercinidele Europei Centrale sau din cristalinul Masivului Poiana Ruscăi etc.

Cercetările efectuate începînd din 1962 de M. Dessila-Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner și M. Mureșan (7) pentru descifrarea stratigrafiei și structurii cristalinului Carpaților Orientali au precizat poziția stratigrafică pe care o ocupă orizontul zăcămintelor de sulfuri în succesiunea formațiunilor epimetamorfice; acesta este amplasat în partea mediană a complexului metatufurilor acide (al rocilor porfirogene) (fig. 2). Examinarea hărților din documentațiile existente a pus în evidență poziția stratigrafică similară a grupurilor de zăcăminte de la Baia-Borșa [14] și Bălan (2).

Recunoașterea și precizarea controlului stratigrafic al acumulărilor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali prezintă o importanță economică deosebită.

2. FORMA DE ZĂCĂMÎNT

Zăcămintele de sulfuri din Carpații Orientali, se prezintă în majoritatea cazurilor sub formă de lentile-strat cu dimensiuni variabile, constituite dintr-o masă compactă de sulfuri. În zonele de efilare se îndințează cu șisturile din jur în care se află concordant intercalate (fig. 3) și trec adesea în șisturi impregnate cu pirită, ca urmare a descreșterii conținutului de sulfuri. În alte cazuri ele constau numai din impregnații de sulfuri în metatufuri acide (Fundul-Moldovei zona a II-a) sau în șisturi cloritoase (Prașca, Leșul Ursului zona a III-a). Lentilele și stratele de pirită cu sulfuri complexe sînt cutate sincron și concordant cu formațiunile cristaline din jur (fig. 3, 4 și 5). În cazul minereurilor cu filosili-

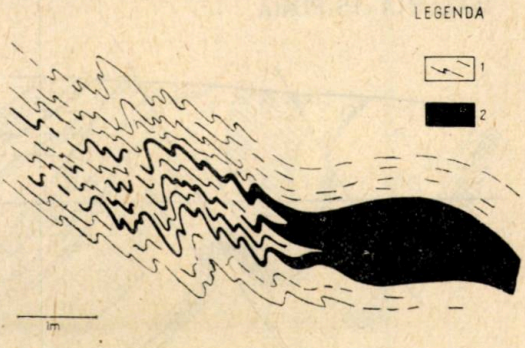


Fig. 3. — Îndințarea lentilei de minereu piritos masiv din Valea Colbului cu metatufurile acide.
1, Metatufuri acide; *2*, minereu piritos masiv.

[14] H. Savu și Al. Vasilescu, *Raport geologic asupra părții de E a regiunii Baia-Borșa*, Arh. Com. geol., 1954.

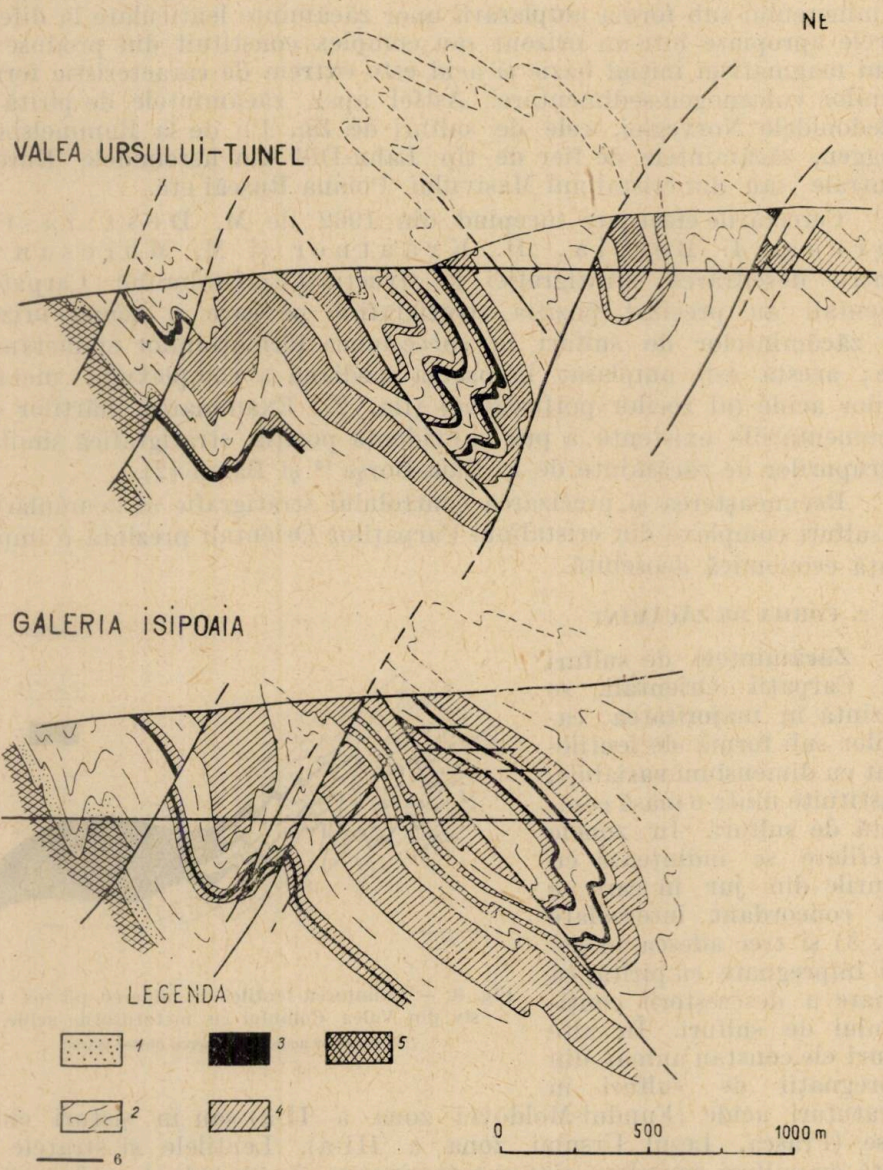


Fig. 4. — Secțiuni geologice prin zăcămîntul Leșul Ursului.

1, Nivelul superior de cuarțite negre din complexul cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase; *2*, șisturi sericito-cloritoase și șisturi sericito-grafitoase; *3*, nivel cu sulfuri; *4*, metatufuri acide; *5*, complexul cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase; *6*, galerii.

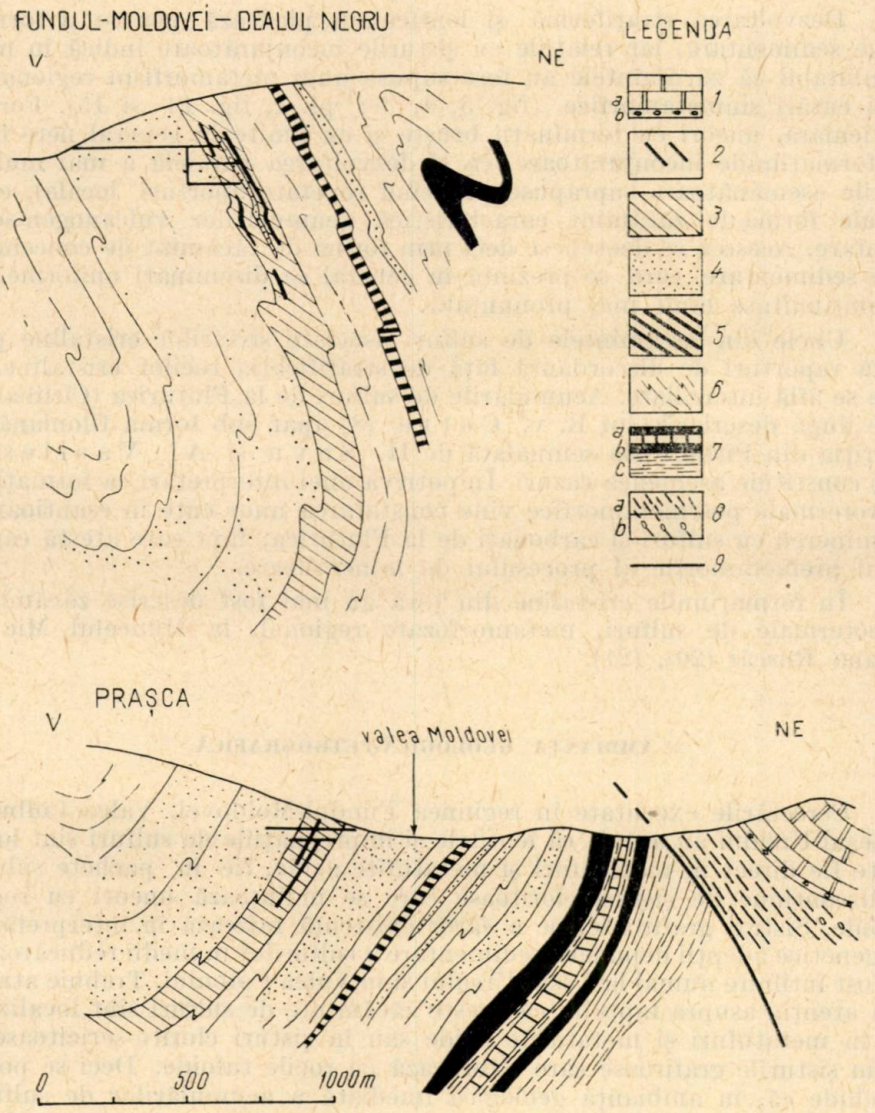


Fig. 5. — Secțiuni geologice prin zăcămintele de la Fundul-Moldovei — Pojorîta (Dealul Negru și Prașca).

1, Triasic; *a*, dolomite, *b*, conglomerate (werfenian); *2*, nivele cu sulfuri; *3*, orizontul zăcămintelor de sulfuri; *4*, metatufuri acide; *5*, metatufuri bazice și metabazite; *6*, șisturi sericito-cloritoase; *7*, complexul cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase; *a*, cuarțite negre, *b*, calcare, *c*, șisturi grafitoase; *8*, seria gnaiselor de Rarău; *a*, micășisturi și amfibolite retromorfe, *b*, gnaise de Rarău; *9*, galerii.

cați, se constată adesea liniații sinmetamorfice paralele celora din șisturile cristaline.

Dezvoltarea stratiformă și lenticulară pledează pentru o formațiune sedimentară, iar relațiile cu șisturile înconjurătoare indică în mod indubitabil că zăcămintele au fost supuse unui metamorfism regional și unei cutări sinmetamorfice (fig. 3, 4, 5; pl. I, fig. 14 și 15). Forma lenticulară, uneori cu terminații bruște și cu limite în general nete față de formațiunile înconjurătoare, ca și dezvoltarea paralelă a mai multor lentile asemănătoare suprapuse (indicînd repetate aporturi locale), constituie forma de zăcămînt caracteristică acumulărilor vulcanogen-sedimentare. Acestea se deosebesc deci prin forma de zăcămînt de concentrațiile sedimentare care se prezintă în general ca diseminări uniforme, cu o continuitate mult mai pronunțată.

Unele din zăcămintele de sulfuri asociate șisturilor cristaline prezintă raporturi de discordanță față de stratificația rocilor cristaline, în care se află intercalate. Acumulările de sulfuri de la Fluturica (Cîrlibaba), care după descrierile lui B. v. Cotta (8) apar sub formă filoniană, și apariția din Pîrîul Cisla semnalată de H. Savu și Al. Vasilescu (33) constituie asemenea cazuri. Împotriva unei interpretări ca formațiuni hidrotermale postmetamorfice vine constatarea unor cute în eșantioanele de minereu cu sulfuri și carbonați de la Fluturica, fapt care atestă caracterul premetamorfic al procesului de mineralizare.

În formațiunile cristaline din țară au mai fost descrise zăcăminte hidrotermale de sulfuri, metamorfozate regional, la Muncelul Mic în Poiana Ruscăi (20), (21).

3. AMBIANȚA GEOLOGICĂ-PETROGRAFICĂ

Cercetările executate în regiunea Fundul-Moldovei, Valea Colbului și Leșul Ursului au arătat că lentilele și impregnațiile de sulfuri sînt localizate fie direct în metatufuri și metatufite acide, fie în pachete subțiri și discontinue de șisturi cloritoase care se îndințează uneori cu rocile tufoide. Șisturi grafitoase, pe a căror existență mizează în interpretările lor genetice adepții depunerii sedimentare a sulfurilor în medii reducătoare, au fost întîlnite numai la Leșul Ursului și în Valea Colbului. Trebuie atrasă însă atenția asupra faptului că aceste zăcăminte de sulfuri sînt localizate tot în metatufuri și metatufite acide sau în șisturi clorito-sericitoase și nu în șisturile grafitoase care alternează cu rocile tufoide. Deci se poate conchide că, în ambianța geologică imediată a acumulărilor de sulfuri, în majoritatea cazurilor lipsește atît materia organică, cît și materialul detritic terigen. Aceste constatări vin în defavoarea unei geneze pur sedimentare, care implică existența unui mediu reducător în timpul depunerii sulfurilor, fapt ce s-ar fi concretizat prin intercalarea zăcămintelor direct în șisturi grafitoase sau cel puțin în formațiuni de natură terigenă. În schimb, asocierea cu produsele vulcanice submarine ale unui magmatism riolitic și keratofiric, — în care, după cum au arătat M. Co-

darcea, I. Bercia, H. Kräutner, M. Mureșan (7), se intercalează curgeri și tufuri de roci bazice — constituie una din caracteristicile principale ale zăcămintelor vulcanogen-sedimentare (tip Lahn-Dill, tip Rammelsberg-Meggen, tip Leksdal din caledonidele Norvegiei). Această asociație reliefează afiliația zăcămintelor respective la un magmatism de tip geosinclinal.

Considerații petrologice asupra metatufurilor acide. Metatufurile acide se prezintă sub formă de roci cuarțitice slab rubanate, uneori cu aspect sticlos, sau sub formă de șisturi sericitoase mai mult sau mai puțin cuarțitice, de culoare albă. Adesea deosebirea lor de rocile metaeruptive acide, în special în cazul metatufurilor cristalo-clastice, este extrem de dificilă. De aceea în literatura noastră aceste roci au fost definite prin formula generală de „tufuri și lave acide metamorfozate" și caracterizate, după I. Atanasiu (1), drept roci „porfirogene". Acest lucru devine ușor de înțeles dacă ne gîndim că avem de-a face cu produsele metamorfice ale unor formațiuni care și în stare nemetamorfozată creează cercetătorilor dificultăți în stabilirea modului lor de formare. A fost pe drept calificată ca una dintre cele mai însemnate cuceriri ale cercetărilor petrografice mondiale postbelice recunoașterea faptului că aceste formațiuni, care pînă acum două decenii erau considerate drept curgeri de lave riolitice sau de porfire cuarțifere, reprezintă în marea lor majoritate în realitate tufuri acide consolidate („welded tuffs") și ignimbrite. Cu toate că rocile porfirogene din Carpații Orientali au fost supuse unui epimetamorfism regional, se pot aduce unele date de ordin structural și geologic general care să argumenteze proveniența majorității lor din tufuri și să permită diferențierea acestora de rocile metaeruptive acide.

În primul rînd trebuie luată în considerare extinderea pe o suprafață foarte mare, la același nivel stratigrafic din cristalin, fapt care nu poate fi explicat prin revărsări în formă de silluri și, avînd în vedere viscozitatea avansată a magmelor acide, nici prin curgeri de lavă. Pe lîngă intercalarea concordantă în șisturile cristaline, metatufurile, spre deosebire de metaeruptivul acid, prezintă o rubanare și o stratificație foarte evidentă. Stratificația se datorește alternanței unor bancuri mai mult sau mai puțin cuarțitice, feldspatice, sericitoase sau cu grade diferite de șistozitate.

Argumentele pe care le pune la dispoziție studiul microscopic pentru recunoașterea metatufurilor constau în prezența simultană, în unele cazuri, a fragmentelor de sticlă recristalizată pe lîngă fenoblastele de cuarț și feldspat, ca și în dispunerea preferențială a fenoblastelor de-a lungul anumitor nivele paralele cu stratificația rocii (fig. 28). Acest lucru este observabil uneori în secțiuni subțiri, însă apare mult mai evident la examinarea unor suprafețe mai mari decît cele oferite de preparatul microscopic obișnuit. Ar mai putea fi amintită aici structura fin granulară a sticlei recristalizate, prinsă în figurile de coroziune ale fenoblastelor de cuarț și deosebită de masa mai larg cristalizată a rocii. Însă această diferență structurală s-ar putea explica și prin faptul că sticla închisă în cristalele de cuarț, fiind ferită de mișcările laminare de curgere care au afectat roca, a cristalizat în condiții dinamice diferite.

Cercetările efectuate în regiunea Fundul-Moldovei [15] au arătat că marea majoritate a „rocilor porfirogene" din seria vulcanogen-sedimentară acidă este reprezentată prin metatufuri şi metatufite acide (metatufuri vitroclastice, vitro-cristaloclastice şi subordonat lito-cristaloclastice). Această concluzie poate fi generalizată cu certitudine pentru întreg cristalinul Carpaţilor Orientali dacă avem în vedere extinderea largă a rocilor „porfirogene" şi faptul că ele ocupă, după cum au arătat profilele structurale efectuate de M. Dessila-Codarcea, I. Bercia, E. Bercia, H. Kräutner, Fl. Kräutner şi M. Mureşan (7)[16], aceeaşi poziţie stratigrafică în cadrul seriei epimetamorfice.

Datorită extinderii lor apreciabile (peste 200 km direcţional), metatufurile acide trebuie considerate drept produse ale unor erupţii liniare care s-au manifestat de-a lungul unor fracturi direcţionale profunde şi de importanţă majoră. Această afirmaţie îşi găseşte o confirmare deplină în existenţa unor dykuri direcţionale de porfiroide acide în cristalinul Carpaţilor Orientali: marele dyk al porfiroidelor de Pietrosul (7), (26) urmărit pe o distanţă de 35 km şi alte dykuri similare de dimensiuni mai reduse [17]. Dykuri direcţionale de porfiroide riolitice au fost de asemenea puse în evidenţă în partea de nord-est a Masivului Poiana Ruscăi (20). Existenţa lor poate fi presupusă şi în Munţii Apuseni.

Erupţiile liniare aveau un caracter riolitic şi keratofiric cuarţifer. Întrucît tufurile au fost intercalate unor formaţiuni marine, reprezentate prin depozite pelito-psamitice şi calcaroase, trebuie să admitem depunerea lor subacvatică. Această concluzie are importanţă pentru explicarea genezei acumulărilor de sulfuri, care, în urma depunerii lor sincrone cu sedimentarea materialului cineritic, au fost concordant intercalate metatufurilor. Deci trebuie să acceptăm formarea submarină a zăcămintelor.

Ambianţa geologică în care se dezvoltă formaţiunea de metatufuri, intercalaţiile subţiri de şisturi verzi — reprezentînd metatufuri bazice şi metaeruptiv bazic — întîlnite în partea inferioară a complexului metatufurilor acide, arată că este vorba de produsele unui magmatism de geosinclinal care s-a manifestat, la fel ca şi în Poiana Ruscăi, spre finele etapei geomagmatice a magmatismului iniţial, a cărui fază bazică principală se găseşte materializată în seriile mezometamorfice din cristalinul Carpaţilor Orientali [18], inferioare stratigrafic formaţiunilor epimetamorfice cu metatufuri acide.

4. ALINIAMENTUL ZĂCĂMINTELOR DE SULFURI

După cum se vede din figura 6, acumulările de sulfuri complexe intercalate complexului metatufurilor acide cu extindere foarte largă în

[15] H. Kräutner, *Op. cit.*, p. 198.

[16] I. Bercia, E. Bercia, H. Kräutner, Fl. Kräutner şi M. Mureşan, *Cercetări stratigrafice şi structurale în regiunea valea Bistriţei — Ciocăneşti — Fundul-Moldovei (Carpaţii Orientali)*, Raport, Arh. Com. geol., 1964.

[17] *Idem.*

[18] *Idem*, seria de Bistriţa — Barnar, seria de Vatra-Dornei — Iacobeni şi seria de Bretila.

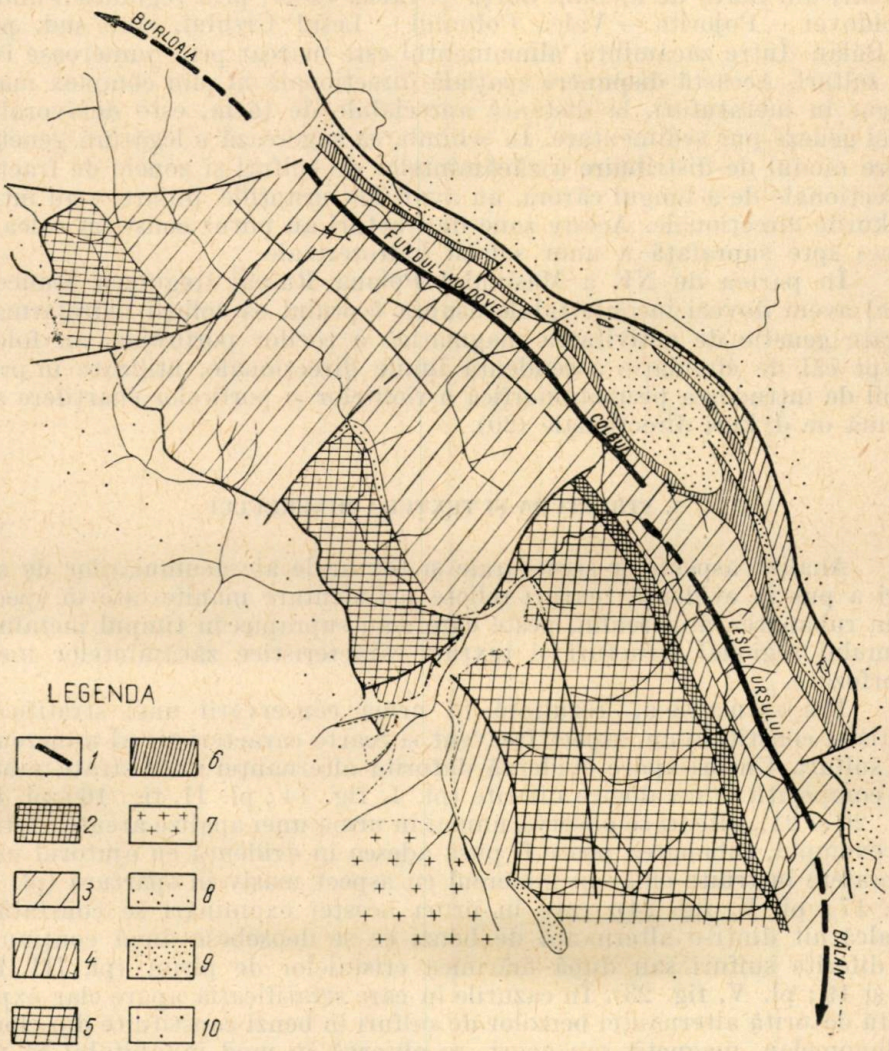


Fig. 6. — Schiță geologică a părții mediane a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali, cu indicarea răspîndirii zăcămintelor de sulfuri și a metatufurilor acide (după harta 1 : 500 000 a Comitetului geologic și datele stratigrafice și structurale ale geologilor M. Dessila-Codarcea, I. Bercia, E. Bercia, H. Kräutner, Fl. Kräutner și M. Mureșan).

1, Aliniamentul zăcămintelor de sulfuri; *2*, dykul porfiroidelor de Pietrosul; *3*, aria de răspîndire a seriei vulcanogen-sedimentogene acide cu metatufurile acide; *4*, aria de răspîndire a părții inferioare a seriei vulcanogen-sedimentare acide, fără metatufuri acide și a seriei terigene epimetamorfice; *5*, aria de răspîndire a seriilor mezometamorfice; *6*, aria de răspîndire a seriei gnaiselor de Rarău; *7*, eruptiv neogen; *8*, flișul cretacic intern; *9*, mezozoicul zonei cristalino-mezozoice; *10*, eocen și cretacic superior.

Carpaţii Orientali se înşiră de-a lungul unui aliniament care se poate urmări din nord, de la Baia-Borşa — valea Vaser, prin regiunea Fundul-Moldovei — Pojorîta — Valea Colbului — Leşul Ursului, spre sud, pînă la Bălan. Între zăcăminte, aliniamentul este marcat prin numeroase iviri de sulfuri. Această dispunere spaţială direcţională în plin complex marin bogat în metatufuri, la distanţe apreciabile de ţărm, este defavorabilă unei geneze pur sedimentare. În schimb, ea sugerează o legătură genetică între modul de distribuire a zăcămintelor de sulfuri şi zonele de fracturi direcţionale de-a lungul cărora au avut loc erupţiile liniare, s-au intrus dykurile direcţionale. Aceste zone de fracturi au putut constitui calea de acces spre suprafaţă a unor soluţii hidrotermale.

În partea de NE a Masivului Poiana Ruscăi (regiunea Muncelul Mic) avem dovezi incontestabile asupra faptului că soluţii hidrotermale, legate genetic de activitatea magmatică a rocilor porfiroide, au folosit drept căi de circulaţie ascendentă liniile direcţionale, utilizate în prealabil de intruderea premetamorfică a riolitelor şi porfirelor cuarţifere sub formă de dykuri direcţionale (20).

5. STRUCTURA ŞI TEXTURA MINEREULUI

Analiza aspectelor structurale şi texturale ale acumulărilor de sulfuri a pus în evidenţă texturi relicte sedimentare manifestate în special prin rubanarea minereului, peste care s-au suprapus în timpul metamorfismului regional structuri şi texturi caracteristice zăcămintelor metamorfozate.

Rubanarea, rezultată în urma conservării unei stratificaţii iniţiale, constituie un aspect frecvent şi foarte caracteristic al minereului de sulfuri. Uneori apare evidentă datorită alternanţei unor strate subţiri de compoziţii mineralogice diferite (pl. I, fig. 14; pl. II, fig. 16; pl. IV, fig. 20 şi 21), alteori se observă numai în urma unei analize atente. Astfel, de exemplu, rubanarea poate fi pusă adesea în evidenţă cu ajutorul unor suprafeţe lustruite chiar în minereul cu aspect masiv în spărtură (pl. II, fig. 17; pl. V, fig. 24), care în urma acestei examinări se constată a fi alcătuit dintr-o alternanţă de benzi ce se deosebesc după conţinutul în diferite sulfuri sau după mărimea cristalelor de pirită (pl. III, fig. 18 şi 19; pl. V, fig. 23). În cazurile în care stratificaţia apare clar exprimată datorită alternanţei benzilor de sulfuri în benzi constituite din clorit, stilpnomelan, magnetit sau cuarţ, se observă în mod indubitabil că minereul este cutat (pl. I, fig. 14 şi 15) şi că axele cutelor sînt paralele structurilor plicative din formaţiunile cristaline. În minereul cloritos şi în special în cel cuarţos sericitos din metatufuri, se constată frecvent prezenţa liniaţiilor metamorfice. Stratificaţia minereului nu poate fi explicată decît prin admiterea unui proces de sedimentare.

Aspectele structurale ale minereului sînt determinate de blasteza metamorfică. Ele prezintă caracterele tipice pentru zăcămintele de sulfuri metamorfozate, aşa cum au putut fi puse în evidenţă de P. Ramdohr (23) la Rammelsberg-Meggen şi în alte părţi, iar

la noi în cadrul zăcămîntului de la Muncelul Mic (20). Aceste structuri metamorfice sînt condiționate în primul rînd de proprietățile fizice ale diverselor sulfuri care recristalizează. Astfel pirita, caracterizată printr-o forță mare de cristalizare, apare mereu idiomorf dezvoltată și imprimă atît prin aceasta, cît și prin proporția ei ridicată aspectul dominant structurii minereului. Cristalele idiomorfe de pirită, însoțite uneori de „umbre de presiune", apar prinse într-o masă constituită din „gangă" sau din celelalte sulfuri componente ale minereului. Întrucît de obicei în minereul piritos masiv pirita nu depășește 80—85% din rocă, cristalele apar liber dezvoltate, fără să se fi deranjat reciproc în procesul de creștere. A rezultat astfel o aglomerare de cristale de pirită idiomorfe, cimentate prin cuarț, clorit, stilpnomelan, talc, carbonat sau prin celelalte sulfuri (pl. V, fig. 23).

O dezvoltare idiomorfă asemănătoare piritei o prezintă magnetitul, caracterizat de asemenea printr-o forță de cristalizare ridicată.

Celelalte sulfuri și în special calcopirita și galena, sulfurile „moi" cum le califică în mod plastic P. Ramdohr (24), ocupă interstițiile dintre mineralele mai „dure" și cu forță de cristalizare mai mare. Ele apar adesea mobilizate pe fisurile piritei și magnetitului slab cataclazat, ori se întîlnesc prinse între cristalele idiomorfe de stilpnomelan, sau cele parțial zdrobite de cuarț din metatufite.

Cristalele de pirită conțin adesea incluziuni de calcopirită și blendă, fapt ce constituie un alt aspect structural extrem de caracteristic minereului. Incluziunile au fost înglobate în pirită în timpul creșterii ei blastice, dîndu-i astfel un caracter poikilitic. Frecvent se întîlnesc incluziuni mărunte și oarecum regulat răspîndite de calcopirită în blendă. Ele pot proveni fie din recristalizarea unui dezamestec inițial, fie dintr-un dezamestec survenit în urma blastezei. Acest lucru devine plauzibil dacă ținem seama de temperaturile din timpul metamorfismului regional care, după determinările paleogeotermometrice efectuate de M. Savul și V. Pomîrleanu (29), (30), (31), (32), au atins temperaturi medii cuprinse între 180 și 260°C, cu variații locale ce pot ajunge pînă la 260—365°C. În decursul metamorfismului ne aflăm deci în domeniul de temperatură al formațiunilor epi-mezotermale, fapt ce permite recristalizarea completă a sulfurilor, iar în prezența apei, provenite din rocile înconjurătoare mobilizarea lor parțială.

Deosebit de important de subliniat este faptul că în aceste condiții relațiile structurale dintre sulfuri nu pot fi interpretate ca indicatoare asupra unei ordini de cristalizare a sulfurilor în sensul acceptat în cadrul formațiunilor hidrotermale. Ele nu reflectă veniri succesive de soluții mineralizatoare, așa cum încă mai există în prezent tendințe de interpretare la adepții originii hidrotermale a zăcămintelor. Structura minereului, rezultată în urma recristalizărilor metamorfice într-o masă de sulfuri, reflectă proprietățile fizice ale mineralelor componente. Acest lucru explică de ce în zăcămintele din cristalinul Carpaților Orientali sulfurile moi (calcopirita, galena), mobilizate pe fisurile mineralelor mai dure în timpul proceselor de cataclazare și de cristalizare sub presiune, au fost adesea considerate drept „mai noi" decît cele „dure" (pirita, magnetitul,

blenda) (3), (4), (25), (37). Pe de altă parte sulfurile „moi" şi „plastice" fiind uneori incluse poikilitic în timpul blastezei în pirită şi totodată mobilizate pe fisurile acesteia, ar trebui considerate mai vechi decît cele „dure". Am ajunge astfel în situaţia dificilă de a admite de multe ori pentru aceleaşi sulfuri „moi" (calcopirita, galena) două generaţii faţă de cele dure (în special pirita) : una mai veche şi alta mai nouă decît pirita.

6. DATE DE PETROLOGIE STRUCTURALĂ

Pentru a lămuri dacă zăcămintele de sulfuri au fost supuse sau nu, sincron şisturilor din jur, metamorfismului regional, s-a recurs la analiza strucurală a minereului. A fost analizat tipul de minereu din zăcămîntul Fundul-Moldovei (mina Dealul Negru), al cărui aspect macroscopic sugerează formaţiuni hidrotermale (filonaşe şi impregnaţii) metamorfozate. Am ales acest tip întrucît macroscopic caracterul său metamorfozat apare mai puţin pregnant decît la minereul comun, mărunt cristalizat şi stratificat. Roca cu sulfuri, localizată în metatufuri acide, constă dintr-o masă de cuarţ în parte larg cristalizat, pirită, calcopirită, blendă, galenă şi sericit observabil macroscopic în special pe feţele de şistuozitate în care este cuprinsă şi liniaţia || B.

Pentru scopul propus nu interesează o analiză structurală în sine, ci doar demonstrarea prezenţei sau absenţei în minereu a unei dispuneri orientate a mineralelor componente şi, în cazul existenţei unei asemenea orientări, dacă aceasta este conformă sau nu cu aspectul structural al şisturilor înconjurătoare.

Diagramele din figurile 7 şi 8 arată în mod convingător că minereul a fost supus metamorfismului regional. Polii feţelor (001) ale sericitului prezintă în minereu (fig. 7, *B*), ca şi în metatufuri (fig. 7, *A*), aceleaşi maxime situate pe un cordon în jurul lui *b*. În minereu şi în metatufuri, axele optice ale cuarţului descriu aceleaşi centuri largi şi discontinue în jurul axei *b*. Maximele se situează în poziţii asemănătoare pe cercul *ac* şi pe două cercuri *okl* conjugate, cu intersecţie în *a* (fig. 7, *C* şi *D*). O orientare asemănătoare prezintă şi cristalele mari de cuarţ hidrotermal recristalizat din minereu (fig. 8, *A*). Extincţiile rulante accentuate ale acestor cuarţuri se datoresc rotirii axelor optice în jurul lui *b* în planele *okl* şi *ac* (fig. 8, *B*). Folosind o dublă iluminare la masa universală Fedorov, s-a putut realiza proiectarea stereografică a feţelor de cub ale cristalelor de pirită. Ele prezintă de asemenea o orientare evidentă. Polii

Fig. 7. — Diagrame statistice de orientare a mineralelor componente din minereul şi metatufurile acide din zăcămîntul Fundul-Moldovei.

A, Sericit din metatufuri, 150 poli (001) ; *B*, sercit din minereu, 100 poli (001) ; *C*, cuarţ din metatufuri acide, 180 axe optice ; *D*, cuarţ din minereu, 230 axe optice ; *E*, relaţiile faţă de coordonatele tectonice ale poziţiilor de rotire în jur de *b* a cuburilor de pirită ; *F*, pirită din minereu, 140 poli ale feţelor de cub. Cifrele romane marchează maxime corespondente pentru cele trei feţe de cub.

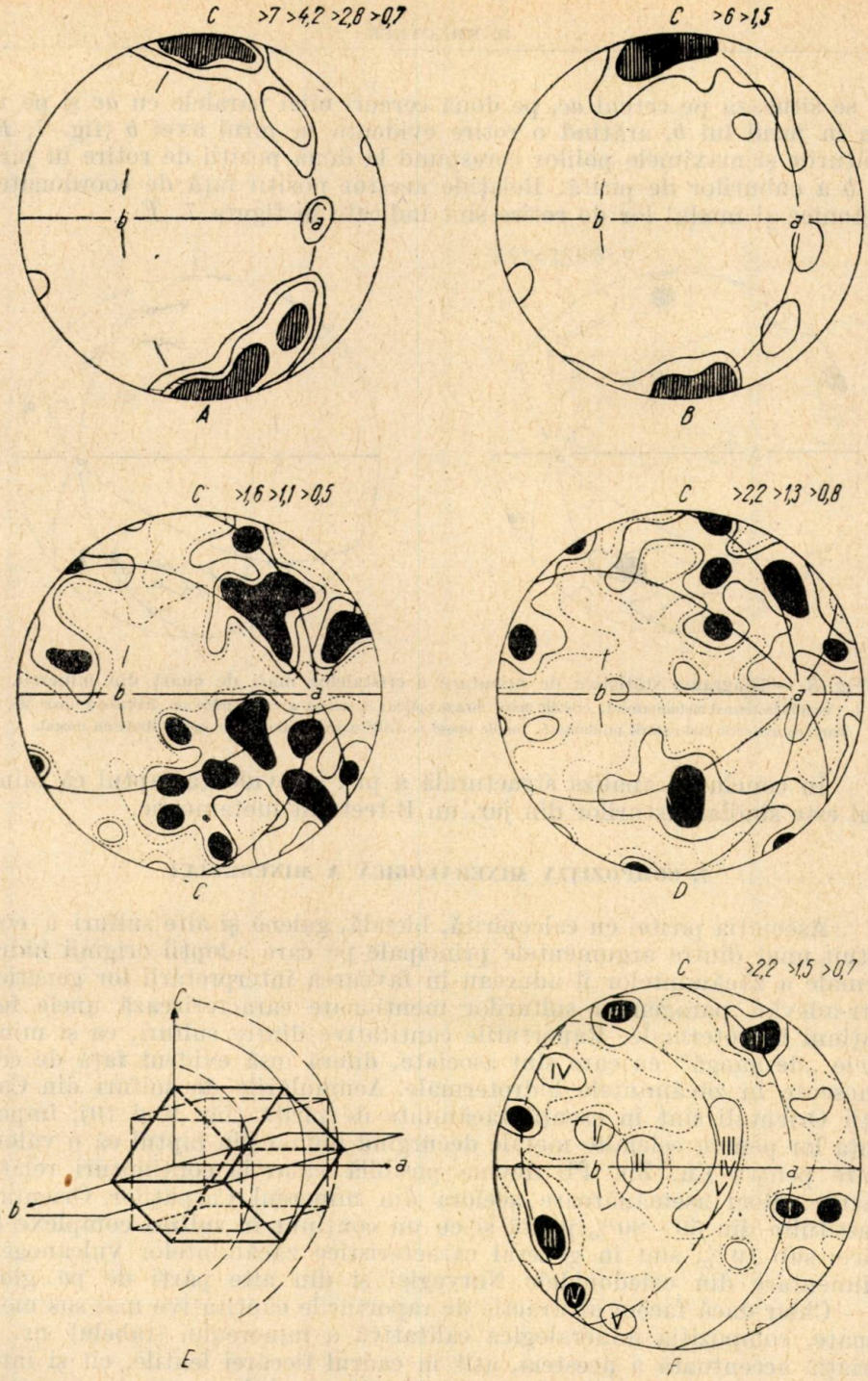

C >7 >4,2 >2,8 >0,7
b
a
A
C >6 >1,5
b
a
B
C >1,6 >1,1 >0,5
b
a
C
C >2,2 >1,3 >0,8
b
a
D
C
b
a
E
C >2,2 >1,5 >0,7
IV
V
III
III
IV
V
b
a
III
IV
V
F

Fig. 7

lor se situează pe cercul *ac*, pe două cercuri mici paralele cu *ac* și pe un con în jurul lui *b*, arătînd o rotire evidentă în jurul axei *b* (fig. 7, *F*). Centurile și maximele polilor corespund la două poziții de rotire în jurul lui *b* a cuburilor de pirită. Relațiile acestor poziții față de coordonatele tectonice și modul lor de rotire sînt indicate în figura 7, *E*.

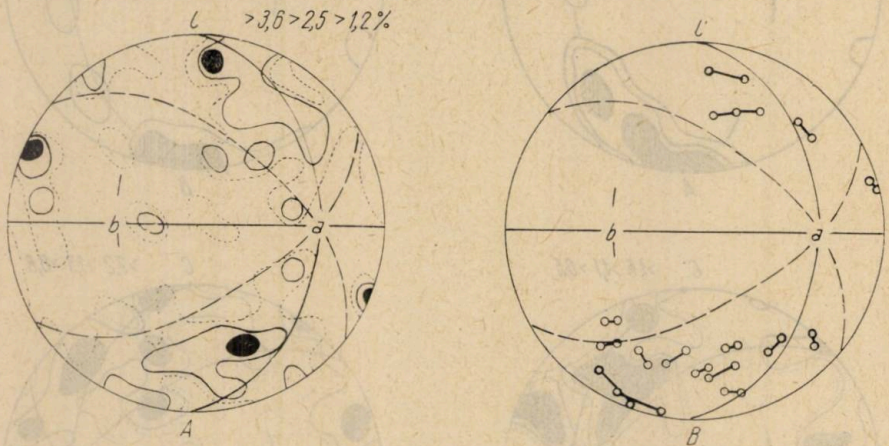


Fig. 8. — Diagrame statistice de orientare a cristalelor mari de cuarț din minereu. *A*, Cuarț hidrotermal metamorfozat, cristale mari, 90 axe optice; *B*, rotirea axelor optice ale cristalelor mari de cuarț, cu extincție ondulatorie pronunțată. Liniile unesc pozițiile extreme ale axelor optice dintr-un cristal.

În concluzie, analiza structurală a pus în evidență faptul că minereul este similar șisturilor din jur, un B-tectonit metamorfic.

7. COMPOZIȚIA MINERALOGICĂ A MINEREULUI

Asociația piritei cu calcopirită, blendă, galenă și alte sulfuri a constituit unul dintre argumentele principale pe care adepții originii hidrotermale a zăcămintelor îl aduceau în favoarea interpretării lor genetice. Într-adevăr, parageneza sulfurilor menționate caracterizează unele formațiuni hidrotermale. Raporturile cantitative dintre sulfuri, ca și mineralele „de gangă" cu care sînt asociate, diferă însă evident față de cele cunoscute în zăcămintele hidrotermale. Acumulările de sulfuri din Carpații Orientali sînt în esență zăcăminte de pirită (fig. 9 și 10), importanța lor pentru celelalte metale decurgînd numai din faptul că o valorificare pentru Cu, Zn, Pb devine posibilă chiar la conținuturi relativ scăzute. Roci asemănătoare acelora din minereul Carpaților Orientali, constituite din 50—80% pirită și cu un conținut în sulfuri complexe de obicei sub 10%, sînt în general caracteristice zăcămintelor vulcanogen-sedimentare din caledonidele Norvegiei și din alte părți de pe glob.

Chiar dacă facem abstracție de raporturile cantitative mai sus menționate, compoziția mineralogică calitativă a minereului (tabelul nr. 1) variația accentuată a acesteia, atît în cadrul fiecărei lentile, cît și între diferitele lentile suprapuse în special, este în defavoarea unei geneze

pur sedimentare premetamorfice și conduce în mod obligatoriu spre admiterea unei surse de natură hidrotermală drept furnizor al elementelor metalice în mediul de sedimentare. În această accepțiune compoziția mineralogică diferită a lentilelor suprapuse, cum se întîlnesc la Leșul Ursului și Fundul-Moldovei, trebuie privită ca rezultat al unui proces de diferențiere

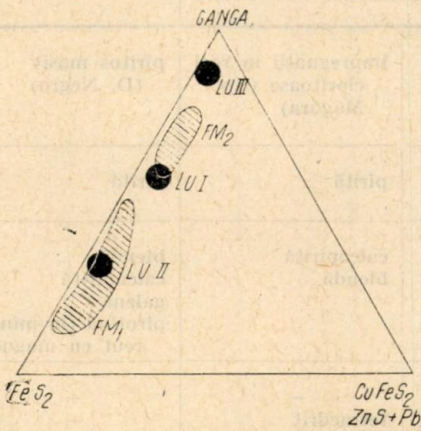


Fig. 9. — Raportul gangă : FeS_2 : $CuFeS_2$ + ZnS + PbS pentru zăcămintele Leșul Ursului și Fundul-Moldovei.

LU I, Media pentru zona I cu minereu piritos masiv omplex de la Leșul Ursului; *LU II*, media pentru zona a II-a cu minereu piritos masiv cuprifer de la Leșul Ursului; *LU III*, media pentru zona a III-a cu impregnații de calcopirită de la Leșul Ursului; FM_1, minereul piritos masiv de la Fundul-Moldovei; FM_2, metatufitele cu impregnații de sulfuri de la Fundul-Moldovei (zona a II-a).

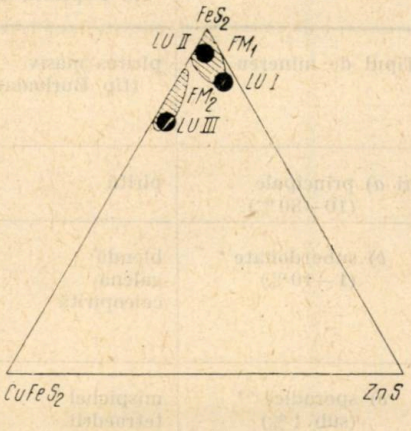


Fig. 10. — Raportul FeS_2 : $CuFeS_2$: ZnS pentru zăcămintele Leșul Ursului și Fundul-Moldovei.

LU I, Media pentru zona I cu minereu piritos masiv complex de la Leșul Ursului; *LU II*, media pentru zona a II-a cu minereu piritos masiv cuprifer de la Leșul Ursului; *LU III*, media pentru zona a III-a cu impregnații de calcopirită de la Leșul Ursului; FM_1, minereul piritos masiv de la Fundul-Moldovei; FM_2, metatufitele cu impregnații de sulfuri de la Fundul-Moldovei (zona a II-a).

în timp a compoziției soluțiilor hidrotermale care asigurau aportul metalelor în mediul marin. Semnificativă pentru natura hidrotermală a aportului de metale poate fi considerată apariția mineralelor de As, Pb (mispichel, tetraedrit, bournonit) și a celor de bismut (bismutină, galenobismutină), a căror prezență împreună cu cea a cassiteritului pare a constitui o caracteristică mineralogică a zăcămintelor de sulfuri din cristalinul Carpaților Orientali.

Drept procese de feldspatizare hidrotermală au fost descrise de adepții originii hidrotermale (36), (37) fenoblastele de feldspat potasic din metatufite și metatufuri cristaloclastice și albitul metamorfic care se întîlnește uneori sub formă de porfiroblaste poikilitice în minereul de sulfuri sau în șisturile cloritoase asociate acestuia. Caracterul metamorfic al paragenezelor minerale este indicat și de prezența magnetitului, stilpnomelanului, cloritului, sericitului metamorfic, minerale caracteristice acumulărilor ferifere metamorfozate regional.

Trebuie remarcată lipsa în minereu a grafitului ca indicator al prezenței inițiale a materiei organice, ca și absența materialului detritic.

Tabelul

Compoziția mineralogică a minereului unora din principalele

Denumirea zăcămîntului	Burloaia (după M. Socolescu, M. Butucescu, Th. Popescu, I. Samoilă, D. Teodorescu)		Fundul-
Tipul de minereu	piritos masiv (tip Burloaia)	impregnații în roci cloritoase (tip Măgura)	piritos masiv (D. Negru)
Sulfuri *a*) principale (10—80%)	pirită	pirită	pirită
b) subordonate * (1—10%)	blendă galenă calcopirită	calcopirită blendă	blendă calcopirită galenă pirotină (în minereul cu magnetit)
c) sporadice ** (sub 1%)	mispichel tetraedrit bournonit — galeno-bismutină — molibdenit — —	— tetraedrit — bismutină galeno-bismutină — — — —	— — — — — — — — —
Wolframați (sporadici)	scheelit	—	—
Elemente native (sporadic)	aur	—	—
Oxizi *a*) sporadic	cassiterit —	cassiterit —	cassiterit —
b) subordonat (1—30%)	—	—	magnetit
Silicați	clorit sericit feldspat — — —	clorit sericit feldspat — — —	clorit sericit albit stilpnomelan talc —
Carbonați	calcit siderozā —	calcit — —	— siderozā ankerit
Diverse minerale	— —	— —	— —

* Mineralele sînt enumerate în ordinea frecvenței.
** Mineralele sînt grupate după compoziția chimică.

nr. 1

zăcăminte de sulfuri din cristalinul Carpaților Orientali

Moldovei		Leșul Ursului (după I. Samoilă, I. Popa și Fl. Ionescu-Balea, I. Samoilă, N. Isăilă)		
impregnații în roci cloritoase (D. Negru, Prașca)	impregnații în metatufite acide (D. Negru)	piritos masiv complex (zona I)	piritos masiv cuprifer (zona a II-a)	impregnații în roci cloritoase (zona a III-a)
pirită	pirită	pirită	pirită	pirită (pirotină)
calcopirită blendă	calcopirită blendă galenă	blendă galenă calcopirită pirotină mispichel	calcopirită blendă galenă pirotină	calcopirită pirotină blendă
—	mispichel	—	mispichel	mispichel
—	tetraedrit	tetraedrit	tetraedrit	tetraedrit
—	—	bournonit	—	bournonit
bismutină	bismutină	bismutină	bismutină	bismutină
—	—	galeno-bismutină	galeno-bismutină	galeno-bismutină
—	—	cosalit	—	—
—	—	molibdenit	—	molibdenit
—	—	smaltină	—	—
—	—	—	—	marcasit
—	—	—	—	—
—	—	aur	aur	aur
cassiterit	cassiterit	cassiterit	cassiterit	cassiterit
—	—	—	—	magnetit
—	—	—	—	—
clorit	clorit	clorit	clorit	clorit
sericit	sericit,	sericit	sericit	sericit
—	albit, feldspat			
—	potasic	feldspat	feldspat	albit
—	—	—	—	—
orthit	—	—	—	—
—	—	—	epidot	—
—	—	—	—	—
siderozā	—	—	—	—
ankerit	ankerit	ankerit	ankerit	—
—	—	baritină	—	baritină
sfen	—	—	—	—

8. COMPOZIȚIA CHIMICĂ A MINEREULUI

Cercetările chimice sînt în prezent insuficiente pentru a permite o cracterizare geochimică generală a zăcămintelor de sulfuri din cristalinul Carpaților Orientali. Se pot prezenta numai unele date oarecum izolate, care însă au implicații în argumentarea genezei acumulărilor de sulfuri.

Elementele majore. Privitor la elementele majore există informații numai asupra elementelor metalice utile și asupra sulfului. Concluzia referitoare la compoziția mineralogică diferită a diverselor lentile de sulfuri, desprinsă în urma analizării aspectelor mineralogice ale minereului, se evidențiază și din punct de vedere chimic. Compoziția chimică diferită a lentilelor de sulfuri suprapuse din diverse zăcăminte (fig. 11), după cum am văzut, vine în defavorarea originii pur sedimentare și dă indicații asupra unui proces de diferențiere în timp a compoziției soluțiilor care asigurau aportul metalelor în mediul de sedimentare.

În zăcămîntul Fundul-Moldovei a fost pusă în evidență o variație antipatică a zincului și cuprului [19], similară celei constatate de Tore Gjelsvik (15) în zăcămîntul vulcanogen sedimentar de tip Leksdal de la Skorovass din Norvegia.

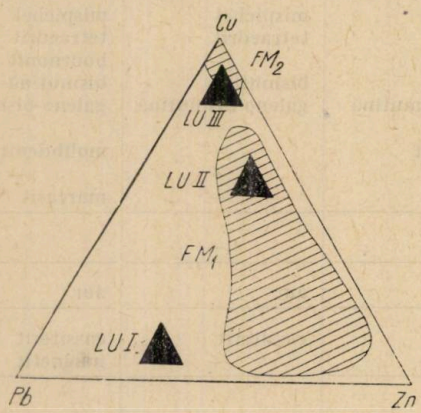


Fig. 11. — Raportul Cu : Pb : Zn în zăcămintele Leșul Ursului și Fundul-Moldovei. *LU I*, Media pentru zona I cu minereu piritos masiv complex de la Leșul Ursului; *LU II*, media pentru zona a II-a cu minereu piritos masiv cuprifer de la Leșul Ursului; *LU III*, media pentru zona a III-a cu impregnații de calcopirită de la Leșul Ursului; FM_1, minereul piritos masiv de la Fundul-Moldovei; FM_2, metatufitele cu impregnații de sulfuri de la Fundul-Moldovei (zona a II-a).

Tabelul nr. 2

Elementele minore din minereul unora din principalele zăcăminte de sulfuri din cristalinul Carpaților Orientali* (după datele T.P.E.M.)

Burloaia	Leșul Ursului
Ti	Ti
Mn	Mn
—	V
Co	Co
Ni	Ni
Sn	Sn
Bi	Bi
As	As
Pb	Pb
Mo	Mo
Cd	Cd
In	In
Ga	Ga
—	Ge
Au	Au
Ag	Ag
Li	—
Co > Ni	Co > Ni

* Elementele nu sînt prezentate în ordinea descreșterii cantitative.

Elementele minore. Analizele spectrale efectuate pînă în prezent în cadrul Trustului de Prospecțiuni și Explorări Miniere asupra minereului unora din zăcămintele de sulfuri (tabelul nr. 2) indică pre-

[19] H. Kräutner, *Op. cit.*, p. 198.

zența a numeroase elemente minore caracteristice în general, ca de altfel și metalele elementelor majore, formațiunilor hidrotermale. În special prezența Sb, As, Au, Ag, Bi, ca și a In, Ga, Ge, Cd din blendă, trebuie considerată ca indicatoare asupra provenienței ansamblului de elemente metalice din surse de natură hidrotermală. În același sens pledează și raportul Co : Ni, care este în favoarea cobaltului și a constituit, pe lîngă conținutul în elemente minore în general, unul din argumentele aduse de Fl. Ionescu-Balea, I. Samoilă și N. Isăilă [20] în favoarea genezei hidrotermale premetamorfice a zăcămîntului Leșul Ursului.

9. MOBILIZĂRILE METAMORFICE

Mobilizările metamorfice constituie o caracteristică a zăcămintelor metamorfozate regional și apar deosebit de frecvent în zăcămintele de sulfuri, lucru ușor explicabil dacă ținem seama de compoziția lor mineralogică. Au fost puse în evidență atît la Fundul-Moldovei, unde fuseseră menționate încă de Th. Kräutner [21] și M. Savul [22], cît și la Leșul Ursului și în Valea Colbului. Ele constau de obicei din filonașe de calcopirită alimentate din zonele de minereu mai bogate în această sulfură și care străbat masa minereului, pierzîndu-se adesea în jurul contactului cu șisturile înconjurătoare. Mobilizările de calcopirită, însoțite uneori de galenă și mai rar de blendă, se produc paralel cu mobilizarea metamorfică a cuarțului, cu care apar cîteodată asociate. La zăcămîntul Fundul-Moldovei se constată o dezvoltare preferențială a mobilizărilor de calcopirită în zonele bogate în stilpnomelan larg cristalizat. Adesea se pot observa filonașe de calcopirită care pornesc din minereul masiv de sulfuri și străbat de-a lungul planelor *ac* benzile constituite din stilpnomelan.

Toate aceste fenomene, interpretate adesea în mod eronat în favoarea originii hidrotermale a zăcămintelor de sulfuri, reprezintă în realitate mobilizări metamorfice (hidrotermal metamorfice) și constituie o expresie a procesului de diferențiere metamorfică. În sprijinul acestei interpretări vine de altfel și compoziția lor mineralogică, care include cu regularitate numai mineralele caracterizate printr-o mobilitate avansată în procesele metamorfice.

10. DATE PALEOGEOTERMOMETRICE

Cercetările paleogeotermometrice efectuate asupra cuarțurilor din formațiunile cristaline și din zăcămintele de sulfuri ale Carpaților Orientali de către M. Savul și V. Pomîrleanu (29), (30), (31), (32) au adus noi argumente în favorarea originii sedimentar-metamorfice a acumulărilor de sulfuri. Autorii arată că, pe de o parte, nu se pot sur-

[20] Fl. Ionescu-Balea, I. Samoilă și N. Isăilă, *Op. cit.*, p. 197.
[21] Th. Kräutner, *Op. cit.*, p. 197.
[22] M. Savul și colaboratori, *Op. cit.*, p. 197.

prinde variaţii sistematice ale temperaturilor de formare a cuarţului cu adîncimea sau pe direcţie, aşa cum au fost puse în evidenţă de către autorii menţionaţi în zăcămintele hidrotermale legate de magmatismul neogen, iar pe de altă parte se constată o coincidenţă remarcabilă între temperaturile de omogenizare ale incluziunilor fluide din cuarţul şisturilor cristaline şi cel din minereul de sulfuri intercalat şisturilor.

Din tabelul nr. 3, în care au fost reunite datele paleogeotermometrice obţinute de M. Savul şi V. Pomîrleanu (29), (30), (31),

Tabelul nr. 3

Temperaturile de omogenizare ale incluziunilor fluide din cristalele de cuarţ ai minereului de sulfuri (valori rotunjite din 5 în 5°C) (după M. Savul şi V. Pomîrleanu)

Zăcămîntul	Caracterul valorilor	Temperatura aparentă °C	Temperatura reală	
			30° C/km	50°C/km
Fundul-Moldovei	maxim	125—130	260—265	175—180
	limite	95—175	185—365	130—245
Nord Fundul-Moldovei	limite	100—165	190—345	135—245
Leşul Ursului	limite	105—170	200—355	140—250

(32) asupra unora dintre zăcămintele de sulfuri din şisturile cristaline, reiese o concordanţă perfectă între limitele de temperatură constatate în cadrul zăcămintelor cercetate. Temperaturile atinse în timpul metamorfismului regional variind probabil între 150 şi 300°C au ajuns pînă în domeniul mezotermal al formaţiunilor hidrotermale. Determinările paleogeotermometrice trebuie considerate drept o dovadă experimentală în favoarea posibilităţilor de formare a paragenezelor de sulfuri din zăcăminte şi a mobilizării lor în decursul recristalizărilor metamorfice din timpul metamorfismului regional.

11. DATE PALEOGEOMAGNETICE

Cercetările magnetice efectuate de A. Costa Foru [23] asupra zăcămintelor de la Leşul Ursului şi Fundul-Moldovei au pus în evidenţă concordanţa dintre direcţiile magnetizării remanente ale minereului şi rocilor înconjurătoare. Prin aceste date, în urma cărora autorul conchide asupra aceleiaşi vîrste geologice a minereului şi şisturilor, s-a putut aduce încă o dovadă experimentală, similară aceleia paleogeotermometrice prezentate de M. Savul şi V. Pomîrleanu (29), (30), (31), (32), asupra faptului că acumulările de sulfuri au fost supuse metamorfismului regional sincron celorlalte formaţiuni în care se aflau intercalate.

[23] A. Costa Foru, *Studiul magnetizării remanente a minereului şi rocilor asociate din zăcămintele de pirită de la Leşul Ursului şi Fundul-Moldovei*, Comunicare prezentată la Sesiunea ştiinţifică a T.P.E.M., 1964.

Poziția identică a polului paleomagnetic obținut de A. Costa Foru pentru zăcămîntul Leșul Ursului și cel de la Fundul-Moldovei indică vîrsta precambriană, ceea ce concordă cu datele palinologice aduse în ultima vreme de V. Iliescu și M. Dessila-Codarcea[24] și exclude posibilitatea unei legături genetice a zăcămintelor față de metalogeneza magmatismului subsecvent neogen.

★

Din cele prezentate se poate conchide cu certitudine asupra caracterului sedimentar al zăcămintelor și asupra faptului că acumulările de sulfuri au fost supuse împreună cu rocile în care se află concordant intercalate, unui metamorfism regional și unei cutări sinmetamorfice. Rezultă de asemenea unele indicații asupra caracterelor procesului de sedimentare și asupra provenienței elementelor metalice din zăcăminte, lucru ce prezintă o deosebită importanță pentru încadrarea genetică a zăcămintelor. Indicațiile respective sînt în defavoarea unei geneze pur sedimentare și constituie argumente pentru admiterea caracterului vulcanogen-sedimentar al zăcămintelor.

În defavoarea genezei pur sedimentare (elementele metalice aduse sub formă de soluții sau coloizi de pe uscat) vin următoarele:

— Intercalarea unor acumulări de sulfuri în tufuri și nu în roci detritogene sau grafitoase.

— La distanța apreciabilă la care se află aliniamentul zăcămintelor de sulfuri de vechiul țărm, pe lîngă faptul că este greu explicabil cum s-a putut realiza un asemenea transport îndelungat al elementelor metalice în mediul marin, ar fi trebuit să se mențină o oarecare uniformitate petrografică în orizontul sulfurilor și în raportul dintre sulfuri. În locul unei impregnații uniforme cu sulfuri apar însă lentile masive cu compoziții diferite. În consecință, nu se pot face analogii între zăcămintele din Carpații Orientali și cele sedimentare de tip Mannsfeld, care se caracterizează printr-o uniformitate remarcabilă.

În favorarea originii premetamorfice vulcanogen-sedimentare, se pot aduce următoarele argumente principale și hotărîtoare:

— Intercalarea lentilelor de sulfuri într-un complex de roci tufoide acide, și anume la nivele în care metatufurilor li se asociază metatufite și roci de natură terigenă. Acest fapt indică formarea acumulărilor de sulfuri între momentele paroxismale, în perioada de timp în care de regulă se manifestă activitățile hidrotermale care succed intruziunilor și extruziunilor magmatice.

— Dispunerea aliniamentului de sulfuri la distanțe mari de țărm și paralel zonelor de fracturi direcționale de-a lungul cărora s-au produs erupțiile liniare.

— Forma lenticulară și compoziția mineralogică cantitativă (lentile formate aproape exclusiv din sulfuri) indică o sedimentare rapidă

[24] V. Iliescu și M. Dessila-Codarcea, *Contribuții la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali*, Comunicare prezentată în Ședința științifică a Inst. geol., 1964.

în urma unui aport local şi abundent, extinsă pe suprafeţe relativ reduse şi supusă la scară regională unui control stratigrafic incontestabil.

— Compoziţia mineralogică calitativă, compoziţia chimică şi variaţia lor accentuată atît în cadrul aceleiaşi lentile, cît şi între diferitele lentile.

PROCESUL GENETIC ŞI EVOLUŢIA SA

Pe fracturi direcţionale ale geosinclinalului rifean [25] se produceau erupţii liniare care au furnizat o cantitate impresionantă de tufuri acide. Într-o perioadă situată între paroxisme, au venit de-a lungul unei zone direcţionale de fracturi, soluţii hidrotermale, legate genetic de activitatea magnetică acidă. Soluţiile hidrotermale au ajuns în mare parte pînă în bazinul de sedimentare. Fenomene asemănătoare de amploare mică se cunosc şi în prezent. Ele au constituit obiectul unor cercetări întreprinse de H. Harder (19) în vederea demonstrării faptului că zăcămintele „exhalativ-sedimentare" de fier sînt în realitate legate de un aport de soluţii hidrotermale şi nu de exhalaţii gazoase. Din cauza solubilităţii reduse în apa mării, cationii elementelor metalice nu au putut fi supuşi unui transport la distanţe mari şi s-au sedimentat în lentile situate aproape de sursa lor de proveniență în bazinul de sedimentare, sub forma unui precipitat probabil geliform, care nu este exclus să-şi fi extins aria de răspîndire şi prin alunecări submarine de amploare mică. Această din urmă presupunere se poate face ţinînd seama de formele uneori neregulate ale corpurilor lenticulare. Astfel de fenomene au putut fi puse în evidenţă prin structurile conservate în zăcămintele similare, însă nemetamorfozate, din Turcia (34). Fierul, din cauza unei mobilităţi mai ridicate în apa mării, a putut fi transportat în cantităţi mici pe distanţe ceva mai mari decît celelalte elemente metalice ale zăcămintelor. Această mobilitate a fierului a fost condiţionată desigur de modificarea locală a condiţiilor de pH ale mediului marin, de către însăşi soluţiile hidrotermale responsabile pentru aportul de fier. Creîndu-se astfel, local şi pentru un timp limitat, condiţiile pentru persistarea în parte a fierului sub formă de soluţie în mediul marin, se explică de ce lentilele de minereu masiv trec în zonele de efilare în şisturi cu slabe impregnaţii de pirită.

Dacă activitatea bacteriană a jucat un rol în procesul de formare a zăcămintelor (aşa cum presupune C. Gheorghiu şi a putut fi demonstrat de H. Schneiderhöhn pentru zăcămîntul sedimentar de la Mannsfeld), nu se poate dovedi în zăcămintele cercetate, deoarece structurile iniţiale ale minereului au fost şterse complet de blasteza din timpul metamorfismului. În orice caz, posibilitatea existenţei ei nu trebuie exclusă, însă în nici un caz nu-i putea reveni rolul principal în geneza zăcămintelor a căror formare a fost condiţionată de aporturi hidrotermale submarine. Cantitatea mare de sulf (pînă la 40%) din minereul situat

[25] M. Dessila-Codarcea, *Problema orizontării şi răspîndirii rifeanului în R.P.R.*, Comunicare prezentată la Şed. ştiinţif. ale Inst. geol., 1964.

în ambianța geologică descrisă implică admiterea provenienței sulfului în mod similar cationilor metalici din soluțiile hidrotermale și nu din activitatea bacteriană.

Existența mai multor lentile și zone de impregnații în poziție suprapusă (Fundul-Moldovei, Leșul Ursului) indică pulsații succesive care, după cum ne arată controlul stratigrafic al acumulărilor de sulfuri, se încadrează toate într-o singură etapă mare de metalogeneză. Pulsațiile succesive se evidențiază și prin compoziția mineralogică și chimică diferită a lentilelor suprapuse. Aceste deosebiri, care se manifestă în special în conținutul de Cu și cel de Zn și Pb al minereului, reflectă probabil procese de diferențiere în evoluția soluțiilor hidrotermale.

Ulterior zăcămintele de sulfuri au fost supuse, împreună cu rocile înconjurătoare, cutării și metamorfismului regional în subfaciesurile cuarț-albit-clorit și cuarț-albit-biotit ale faciesului de șisturi verzi. În timpul metamorfismului s-a produs o recristalizare completă a masei de sulfuri și o mobilizare parțială ca expresie a unei diferențieri metamorfice.

O poziție genetică puțin aparte o ocupă minereul din zona de impregnație în metatufitele inferioare de la Fundul-Moldovei. El se caracterizează printr-o parageneză de sulfuri mai complexă decît minereul piritos masiv și prin asociația cu cuarțul zdrobit și ankeritul, ale căror aspecte structurale sugerează o gangă filoniană metamorfozată. În această privință se constată unele asemănări față de o parte a minereului de la Muncelul Mic și probabil față de minereul hidrotermal metamorfozat citat de H. Savu și Al. Vasilescu (33) pe pîrîul Cisla la Baia-Borșa. Aceste constatări pun în evidență, pe lîngă deosebirile chimice și mineralogice menționate între cele două zone de minereu de la Fundul-Moldovei (Dealul Negru), și unele deosebiri în procesul de formare. Probabil că minereul bogat în cupru din metatufitele inferioare reprezintă în parte impregnații hidrotermale premetamorfice în metatufite, formate în imediata apropiere a zonei de pătrundere a soluțiilor hidrotermale în mediul marin. Această localizare spațială este impusă de faptul că în imediata apropiere, deasupra acestui tip de minereu, se dezvoltă șisturile cloritoase cu impregnații de sulfuri, incontestabil vulcanogen-sedimentare. Ele se îndințează cu metatufitele impregnate hidrotermal.

După descrierile lui B. v. Cotta (8) și examinarea haldelor de la Fluturica (Cîrlibaba) sulfurile complexe, asociate aici cu breunerit, constituie filoane hidrotermale metamorfozate regional.

În concluzie se poate afirma că în cadrul zăcămintelor de sulfuri asociate formațiunilor cristaline din Carpații Orientali se disting următoarele tipuri genetice:

a. *Zăcăminte vulcanogen-sedimentogene metamorfozate regional* (tipul comun).

b. *Zăcăminte hidrotermale metamorfozate regional*:

b_1. de impregnație (de exemplu: zona a II-a din metatufitele acide de la Fundul-Moldovei);

b_2. filoniene (de exemplu: Fluturica).

Aceste tipuri de zăcăminte, provenind din aceleaşi soluţii hidrotermale — generate de magmatismul acid premetamorfic — se află într-o strînsă legătură genetică. Deosebirile se datoresc numai modului diferit de precipitare a sulfurilor din soluţiile hidrotermale: depuneri filoniene în profunzime, depuneri sub formă de impregnaţii în apropierea zonei de pătrundere a soluţiilor hidrotermale în mediul marin, depuneri prin precipitare chimică în bazinul marin.

VÎRSTA ZĂCĂMINTELOR

Întrucît, după cum am văzut, zăcămintele de sulfuri au fost sedimentate şi metamorfozate sincron formaţiunilor cristaline, vîrsta acumulărilor de sulfuri corespunde cu cea a nivelului de şisturi cristaline în care se află intercalate. Cunoştinţele actuale ne pun la dispoziţie următoarele date pentru stabilirea vîrstei zăcămintelor:

a. *Date palinologice.* În urma cercetărilor întreprinse în vederea determinării vîrstei şisturilor cristaline din Carpaţii Orientali pe baze microfloristice, V. Iliescu şi M. Dessila-Codarcea[26] au pus în evidenţă două asociaţii de spori la nivele stratigrafice apropiate de cel al zăcămintelor de sulfuri (fig. 12): una în complexul cuarţitelor negre şi al şisturilor grafitoase din baza complexului de metatufuri acide (purtător de zăcăminte de sulfuri) (*Lophominuscula* sp., *Acantholigotriletum* cf. *carelense*, *Stenozonoligotriletum punctatum*, *St. validus*) şi alta în calcarele (Cîrlibaba — Valea Stînei) care în partea de vest a zonei cristalino-mezozoice (după cum au arătat profilele efectuate de I. Bercia, E. Bercia, H. Kräutner, Fl. Kräutner şi M. Mureşan) se intercalează în complexul metatufurilor acide (*Leioligotriletum minutum* Naum., *Trachyoligotriletum* sp., *Tr. multangulare* Tim., *Tr. obsoletum* Tim.).

V. Iliescu şi M. Dessila-Codarcea[27] atribuie vîrsta rifeană celor două asociaţii de spori care cuprind predominant forme precambriene şi subordonat forme întîlnite în cambrian. În consecinţă se poate afirma că, în măsura în care asociaţiile de spori indică vîrsta menţionată, formarea zăcămintelor de sulfuri trebuie situată în partea superioară a rifeanului.

b. *Date de vîrstă absolută.* Determinările experimentale efectuate de E. Vîjdea[28] în vederea stabilirii vîrstei absolute a unor minereuri cu plumb din ţară (metoda plumbului după modelul Holmes — Houtermans) au indicat vîrsta de 500 milioane ani (cambrian inferior) pentru zăcămîntul Leşul Ursului. Avînd în vedere caracterul experimental al determinărilor, ca şi vîrsta de 750 milioane ani (rifean superior) obţinută de E. Vîjdea pentru minereul de la Muncelul Mic (Poiana

[26] V. Iliescu şi M. Dessila-Codarcea, *Op. cit.*, p. 219.
[27] *Idem.*
[28] E. Vîjdea, *Experimentarea unor metode de determinare a vîrstelor absolute*, 1964 (manuscris).

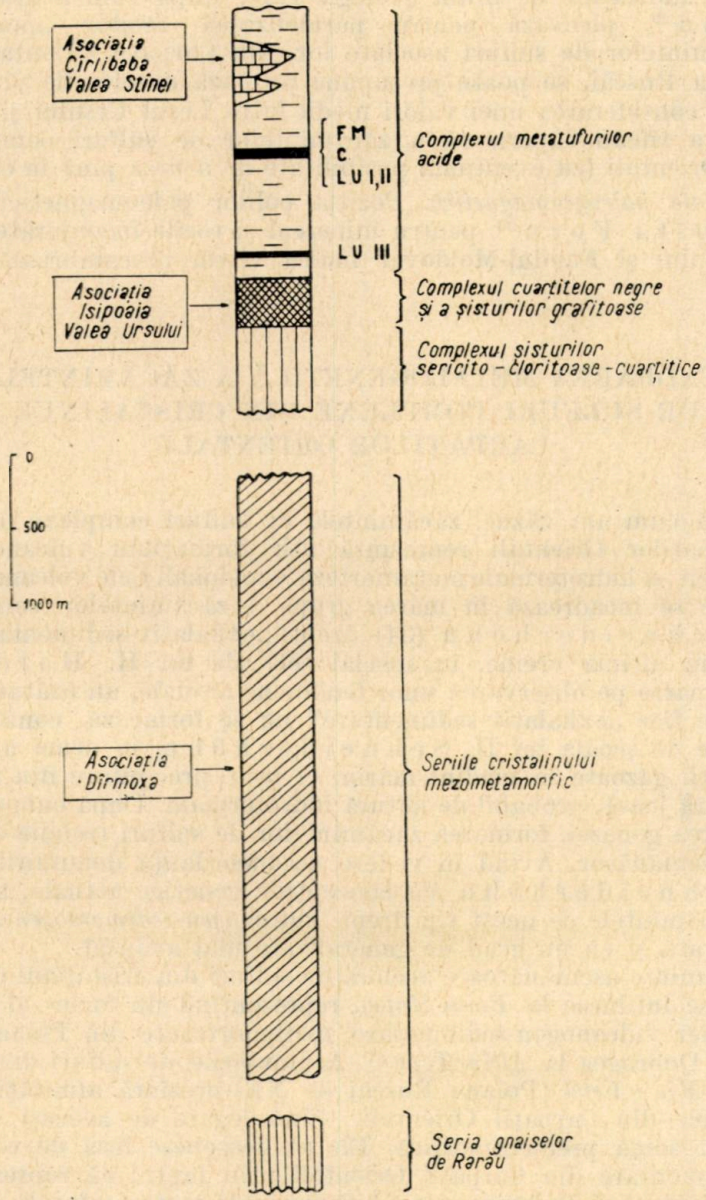


Fig. 12. — Poziția stratigrafică a orizontului zăcămintelor de sulfuri în cristalinul Carpaților Orientali și relațiile stratigrafice față de asociațiile de spori puse în evidență de V. Iliescu și M. Dessila-Codarcea (coloanele stratigrafice după M. Dessila-Codarcea, I. Bercia, E. Bercia, H. Kräutner, Fl. Kräutner și M. Mureșan).

Ruscăi) și indicațiile de ordin geologic care, după cum a arătat și M. Mureșan[29], pledează pentru paralelizarea rocilor „porfirogene" și a zăcămintelor de sulfuri asociate lor, din Carpații Orientali cu cele din Poiana Ruscăi, se poate presupune pe baza datelor de vîrstă absolută (prin considerarea unei valori medii între Leșul Ursului și Muncelul Mic) vîrsta rifean superioară a zăcămintelor de sulfuri complexe din Carpații Orientali (cu eventuala posibilitate de a urca pînă în cambrian).

c. *Date paleogeomagnetice.* Poziția polilor paleomagnetici stabilită de A. Costa Foru[30] pentru minereul și rocile înconjurătoare de la Leșul Ursului și Fundul-Moldovei indică vîrsta precambriană a zăcămintelor.

ÎNCADRAREA METALOGENETICĂ A ZĂCĂMINTELOR DE SULFURI COMPLEXE DIN CRISTALINUL CARPAȚILOR ORIENTALI

După cum am văzut, zăcămintele de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali reprezintă atît formațiuni vulcanogen-sedimentare, cît și hidrotermale matamorfozate regional. Cele vulcanogen-sedimentogene se încadrează în marea grupă a zăcămintelor caracterizate de H. Schneiderhöhn (34) drept „exhalativ-sedimentare". Cercetările din ultima vreme, în special cele ale lui H. Harder (19), bazate în parte pe observarea unor fenomene actuale, au arătat că zăcămintele de fier „exhalativ-sedimentare" nu se formează, conform părerilor emise de școala lui H. Schneiderhöhn, în urma unui aport de exhalații gazoase în mediul marin, ci prin precipitare din soluții de temperatură joasă, probabil de natură hidrotermală. După cum s-a arătat la discutarea genezei, formarea zăcămintelor de sulfuri trebuie concepută în mod asemănător. Avînd în vedere neconcordanța denumirii utilizate de H. Schneiderhöhn cu concepțiile genetice actuale, am caracterizat zăcămintele de acest tip drept *vulcanogen-sedimentogene*, expresie mai adecvată și cu un grad de generalizare mai avansat.

Zăcăminte asemănătoare acelora de sulfuri din cristalinul Carpaților Orientali se întîlnesc la *Boița-Hațeg*, reprezentînd un facies al zăcămintelor de fier vulcanogen-sedimentare metamorfozate din Poiana Ruscăi (21), și în Dobrogea la *Altîn-Tepe*[31]. Acumulările de sulfuri din regiunea *Muncelul Mic—Vețel* (Poiana Ruscăi de NE) prezintă afinități genetice față de cele din Carpații Orientali, fiind legate de aceeași activitate magmatică acidă premetamorfică. Ele se deosebesc însă de cele vulcanogen-sedimentare din Carpații Orientali prin faptul că reprezintă formațiuni filoniene și de impregnație hidrotermală metamorfozate (20), (21).

---

[29] M. Mureșan, *Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de NV a Masivului Poiana Ruscăi*, Dări de seamă Com. geol., 1965, L, 2.

[30] A. Costa-Foru, *Op. cit.*, p. 218.

[31] Al. Codarcea și N. Petrulian, *Op. cit.*, p. 197.

După cum rezultă din paralelizarea stratigrafică a formațiunilor cristaline din Carpații Orientali și Poiana Ruscăi (fig. 13), asemănătoare aceleia propusă de M. Mureșan[32], zăcămintele de sulfuri complexe reprezintă acumulările metalifere premetamorfice cele mai noi cunoscute

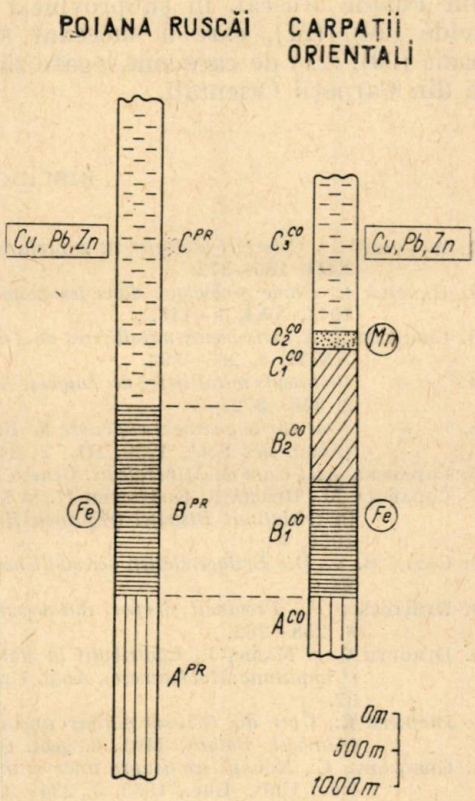


Fig. 13. — Paralelizarea stratigrafică a formațiunilor cristaline și a zăcămintelor metamorfozate din Poiana Ruscăi și din Carpații Orientali. *Poiana Ruscăi* (după H. Kräutner și M. Mureșan): A^{PR}, Seria terigenă inferioară; B^{PR}, seria vulcanogenă bazică; C^{PR}, seria terigenă superioară. *Carpații Orientali* (după M. Dessila-Codarcea, I. Bercia, E. Bercia, H. Kräutner, Fl. Kräutner și M. Mureșan): A^{CO}, complexul șisturilor micacee (din seria de Bistrița — Bărnar) și complexul inferior al șisturilor muscovitice cloritoase cu biotit și granat (din seria de Vatra-Dornei — Iacobeni); B_1^{CO}, complexul amfibolitelor și calcarelor (din seria de Bistrița — Bărnar), complexul amfibolitelor și șisturilor muscovitice (din seria de Vatra-Dornei — Iacobeni) și seria de Bretila; B_2^{CO}, complexul șisturilor sericito-cloritoase, sericito-grafitoase cu biotit și granat (din seria de Bistrița — Bărnar), complexul superior al șisturilor muscovitice cloritoase cu biotit și granat (din seria de Vatra-Dornei — Iacobeni) și seria de Someș; C_1^{CO}, complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice din seria terigenă epimetamorfică; C_2^{CO}, complexul cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase; C_3^{CO}, complexul metatufurilor acide (din seria vulcanogen-sedimentogenă acidă).

în șisturile cristaline ale celor două unități structurale, ele fiind situate la nivele superioare zăcămintelor de mangan și zăcămintelor de fier din Carpații Orientali (Iacobeni—Rusaia) și Carpații Meridionali (Poiana Ruscăi).

Caracterul vulcanogen-sedimentar al zăcămintelor de sulfuri, ca și prezența unor zăcăminte de fier în faciesul de Lahn-Dill (Iacobeni—Rusaia) și a unor zăcăminte de mangan vulcanogen-sedimentare (27), (28), arată că metalogeneza rifeană din Carpații Orientali a fost de tip geosinclinal. Formațiuni metalogenetice asemănătoare se întîlnesc în ariile geosinclinale mai tinere din Europa, în caledonidele Norvegiei (cu zăcămintele de sulfuri tip Leksdal, Sulitelma etc.), în hercinidele Europei Centrale (cu zăcămintele de sulfuri tip Rammelsberg-Meggen

[32] M. Mureșan, *Op. cit.*, p. 224.

și de fier în faciesul de Lahn-Dill) și în alpidele Turciei (cu zăcămintele de sulfuri Ergani-Maden).

În cadrul provinciei metalogenetice a magmatismului inițial pre-metamorfic (precambrian-paleozoic inferior?) din țară, zăcămintele de sulfuri complexe din Carpații Orientali se încadrează, împreună cu cele din Poiana Ruscăi, în subprovincia metalogenetică a rocilor porfiroide acide (20), (21), care a succedat subprovinciei magmatismului inițial bazic (20), (21) de care sînt legate zăcămintele de fier din Poiana Ruscăi și din Carpații Orientali.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului*, An. Inst. geol. Rom., 1928, **XIII**, 165—372.
2. Băncilă I., *Etude géologique dans les monts Hăghimaș — Ciuc*, Ann. Inst. géol. Roum., 1941, **XXI**, 1—118.
3. Chelărescu A., *Gisements métallifères de Tulgheș*, Ann. Sci. Univ. Jassy, seria a II-a, 1937, **XXIII**, *2*, 265—393.
4. — *Gisements métallifères de Tulgheș*, Ann. Sci. Univ. Jassy, seria a II-a, 1938, **XXIV**, *2*, 346—372.
5. — *Note sur le gisement cuprifère de Bălan (Transylvanie)*, C.R. Inst. des Sci. Roum. (Acad. des Sci.), 1939, **III**, *2*, 242—245.
6. Codarcea Al., *Curs de Mineralogie. Geneza mineralelor și rocilor*, București, 1941.
7. Codarcea M., Bercia I., Kräutner H. și Mureșan M., *Cercetări stratigrafice și structurale în cristalinul Bistriței (regiunea Bărnărel — Holdița)*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **L**.
8. Cotta B. v., *Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina*, Jahresb. d. k.k. geol. R.A., 1855, **VI**.
9. Dimitrescu R., *Provincii și epoci metalogenetice în R.P.R.*, Revista minelor, 1961, **XII**, *6*, 258—262.
10. Dimofte C. și Mareș I., *Contribuții la studiul petrografic al cristalinului de la Pojorîta (Cîmpulung Moldovenesc)*, Anal. Univ. Buc., seria geol.-geogr., 1962, **XI**, *31*, 21—37.
11. Doelter C., *Über die Genesis einiger ungarischer und österreichischer Kupferlagerstätten (Almășel, Bălan)*, Mitt. d. geol. Gesellsch., 1915, **VI**, 134—138.
12. Gheorghiu C., *Noi ipoteze asupra unor acumulări de sulfuri metalice în șisturile cristaline*, Rev. Univ. Buc., 1953, *3*, 234—236.
13. — *Considerațiuni asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în șisturile cristaline din R.P.R.*, Anal. Univ. Buc., seria șt. nat., 1958, *19*, 145—170.
14. Ghica-Budești Șt., *Procese geologice fizico-chimice și metalogenetice în Munții Rodnei*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XLI**, 9—15.
15. Gjelsvik Tore, *The skorovass pyrit deposit, Grong Area, Norway*, Int. Geol. Cong. XXI. Copenhagen, 1960, partea a 16-a, 54—66.
16. Ianovici V., Giușcă D., Stiopol V. și Mînzăraru L., *Studiu fiziografic al zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Gemenea*, Anal. Univ. Buc., seria geol-geogr., 1957, *16*, 150—170.
17. Ianovici V., Giușcă D., Tănăsescu Fl. et Pitulea G., *Le gisement de baritine d'Ostra (Karpates orientales)*, Rez. Com. Assos. Géol. Karpato-Balkanique, IV Congres, Varșovia, 1963.
18. Idriceanu Tr. și Erhan V., *Cercetări paleogeotermometrice în zona mineralizată cu sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali cuprinsă între Valea Bistriței și Valea Moldovei. I. Mineralizările de la Gemenea*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, secția a II-a, 1962, **VIII**, 7—12.
19. Harder H., *Können Eisensäurelinge die Genese der Lahn-Dill-Erze erklären?* Beitr. z. Min. u. Petr., 1964, **9**, *5*, 389—422.

20. KRÄUTNER H., *Zăcământul de sulfuri de la Muncelul Mic (Poiana Ruscă)*, Congresul al V-lea al Asociației Carpato-Balcanice 1961, București, 1963, **II**, 97—114.
21. — *Privire generală asupra metalogenezei din Masivul Poiana Ruscăi*, St. și cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *1*, 101—124.
22. PANTÓ G. es FÖLDVARI A., *Bálanbánya környeke bányageologiai viszonyai*, Magy, All. Földt. Int. Evi. Jel. 1941—1942, 1950, 335—366.
23. RAMDOHR P., *Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung*, Geol. Rundsch., 1953, **42**, *1*, 11—19.
24. — *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Akad. Verlag, Berlin, 1960.
25. SAMOILĂ I. și POPA I., *Studiul calcografic al minereurilor complexe piritoase și cuprifere de la Leșul Ursului*, Rev. minelor, 1958, **IX**, *12* ; 1959, **X**, *1* .
26. SAVUL M., *Le cristallin de Bistrița. La région Dorna — Broșteni*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1938, **XXIV**, *L*, 1—80.
27. SAVUL M. și IANOVICI V., *Chimismul și originea rocilor cu mangan din cristalinul Bistriței*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția geol.-geogr., 1957, **II**, *1*, 119—169.
28. — *Chimismul rocilor cu mangan din Carpații Orientali și Meridionali din R.P.R.*, St. și cerc. geol., 1958, **III**, *1—2*, 7—59.
29. SAVUL M. și POMÎRLEANU V., *Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate în șisturile cristaline din Carpații Orientali. I. Mineralizările de la Leșul Ursului*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, secția a II-a, 1961, **VII**, *1*.
30. — *Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri în șisturile cristaline din Carpații Orientali din R.P.R. II. Mineralizările de la Fundul Moldovei*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, secția a II-a, 1962, **VIII**, 1—6.
31. — *Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate în șisturile cristaline din Carpații Orientali din R.P.R. III. Mineralizările de la nord-vestul localității Fundul Moldovei*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, secția a **II**-a, 1963, **IX**, 1—6.
32. — *Cercetări paleogeotermometrice asupra unor zăcăminte de minereuri și formațiuni cristaline din Carpații Orientali*, Congresul al V-lea al Asociației Carpato-Balcanice 1961, București, 1963, **II**, 205—216.
33. SAVU H. și VASILESCU AL., *Contribuții la cunoașterea rocilor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia Borșa (Maramureș)*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVI** (1958—1959), 53—73.
34. SCHNEIDERHÖHN H., *Erzlagerstätten*, Jena, 1962.
35. SOCOLESCU M., *Asupra geologiei regiunii Băile Borșei*, Dări de seamă Com. geol., 1952, **XXXVI** (1948—1949), 178—186.
36. — *Observații asupra metalogenezei și zonalității în provinciile metalogenetice ale Carpaților Orientali și Baia Mare*, Revista minelor, 1961, **1**, 30—37.
37. SOCOLESCU M., BUTUCESCU M., POPESCU TH., SAMOILĂ I., TEODORESCU D. și DRĂGHILĂ M., Revista minelor, 1962, **XIII**, *11*, 481—487.
38. TĂNĂSESCU FL. și PITULEA G., *Considerații asupra mineralizațiilor de baritină de la Ostra—Carpații Orientali*, Revista minelor, 1962, **XIII**, *6*, 240—245.
39. WALTER BRUNO, *Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina*, Jahrb. d. k. k. geol. R.A., 1876, **26**, *IV*, 343—426.
40. ZEPHAROVICH V. v., *Mitteilungen über den Bergwerksdistrikt der Bukowina*, Jahresb. d.k.k. geol. R.A., 1854, **V**.

Institutul geologic al Comitetului geologic.

Primită în redacție la 8 decembrie 1964.

Cutarea sinmetamorfică a minereului.

Fig. 14. — Cută în minereul rubanat de la Leşul Ursului.
Alb-cenuşiu — pirită şi sulfuri complexe; cenuşiu-închis — cuarţit (metagel). Suprafaţă lustruită (2×).

Fig. 15. — Minereu cutat din şisturile cloritoase de la Fundul-Moldovei, mina Dealul Negru.
Alb-cenuşiu — pirită şi subordonat calcopirită; *Cl*, cloritit; *St*, stilpnomelan. Suprafaţă lustruită (2×).

Rubanarea minereului.

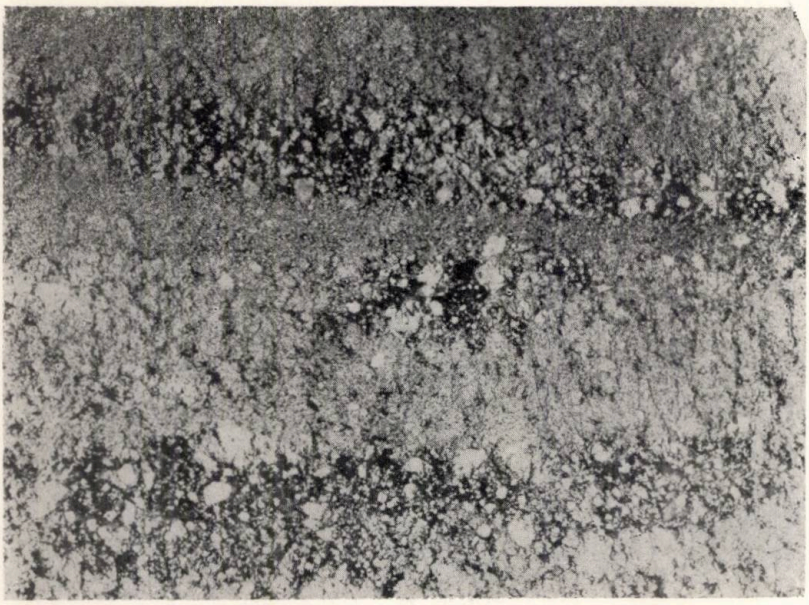


Fig. 16. — Minereu de sulfuri rubanat, Valea Colbului. Stratificația se evidențiază datorită diferenței de compoziție și de granulație.
Alb-cenușiu — pirită și sulfuri complexe; negru — cuarț.
Suprafață lustruită (2 ×).

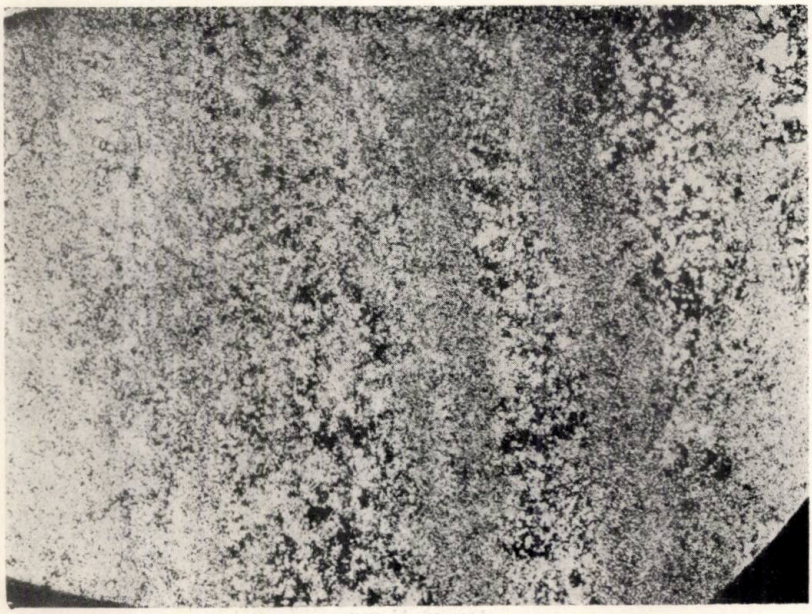


Fig. 17. — Minereu de sulfuri rubanat, Valea Colbului. Rubanarea se datorește compoziției și granulației diferite a benzilor.
Alb-cenușiu — pirită și sulfuri complexe; negru — cuarț. Suprafață lustruită (2 ×).

Rubanarea minereului.

Fig. 18. — Minereu rubanat, Valea Colbului. Rubanarea se evidențiază în special datorită diferenței de granulație a benzilor de sulfuri.

Alb-cenușiu — pirită și sulfuri complexe; *c*, carbonat; negru - cenușiu — cuarț.
Suprafață lustruită (2 ×).

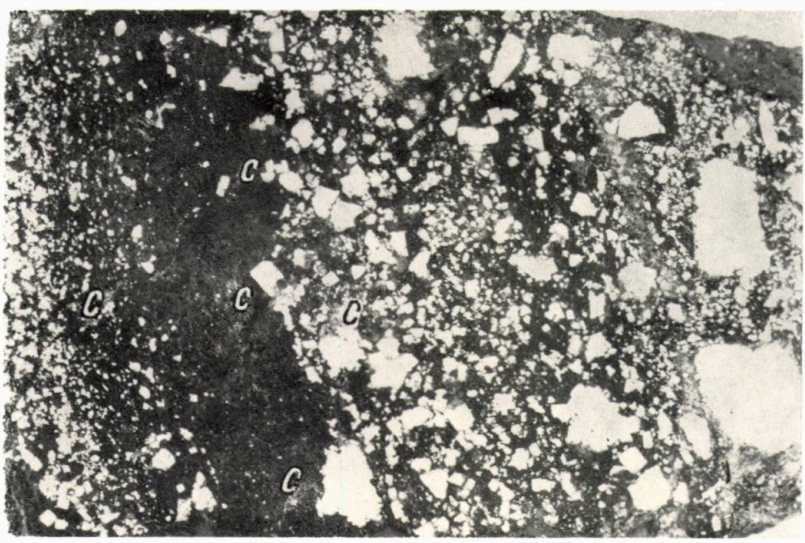


Fig. 19. — Minereu rubanat, Fundul-Moldovei, mina Dealul Negru. Se constată o mare varietate de dimensiuni a cristalelor de pirită (alb), ca expresie a unei creșteri blastice diferențiale;

cenușiu — calcopirită (*c*); negru-cenușiu — cuarț și clorit.
Suprafață lustruită (2×).

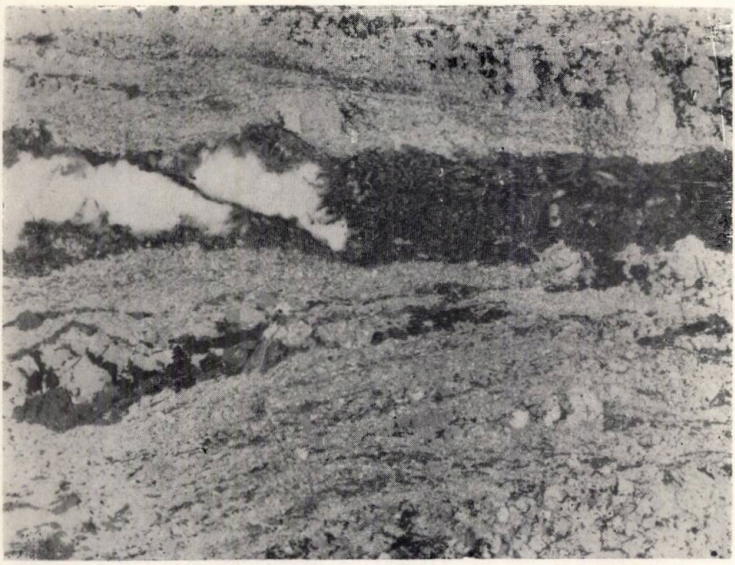


Fig. 20. — Minereu piritos cu benzi de magnetit, Fundul-Moldovei, mina Dealul Negru.

Alb — ankerit; cenușiu-deschis — pirită și subordonat calcopirită, blendă; cenușiu-închis — magnetit; negru — stilpnomelan.

Fig. 21. — Minereu rubanat cu magnetit, Fundul-Moldovei, mina Dealul Negru.

Alb-cenușiu — pirită și subordonat calcopirită, blendă; cenușiu-închis — magnetit; negru — stilpnomelan.
Suprafață lustruită (2 ×).

Fig. 22. — Minereu piritos cu calcopirită în șisturi cloritoase, Fundul-Moldovei — Pojorîta, mina Prașca. Se recunoaște textura șistoasă metamorfică.

Alb — mobilizări metamorfice de cuarț alb-lăptos; cenușiu — pirită și subordonat calcopirită; negru — clorit.
Suprafață lustruită (3 ×).

Aspecte structurale ale minereului.

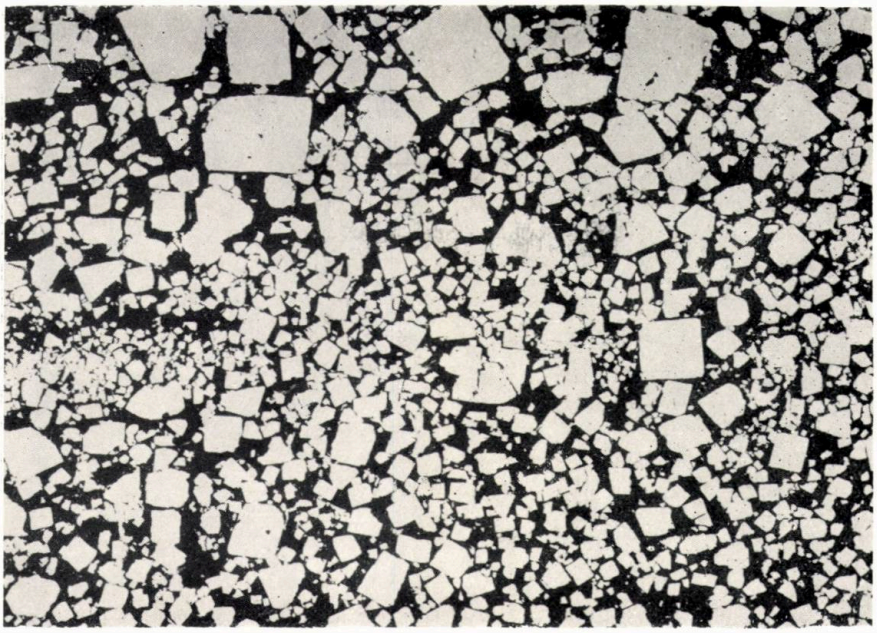


Fig. 23.—Minereu piritos de la Fundul-Moldovei, mina Dealul Negru. Se evidențiază dezvoltarea perfect idiomorfă a cristalelor de pirită, neînsoțite de sulfuri complexe.

Alb — pirită ; negru — cuarț.
Slif (15 ×).

Fig. 24.—Minereu piritos cu sulfuri complexe, Valea Colbului. Aspectul structural diferit față de cel al minereului piritos este determinat de prezența sulfurilor „moi" (calcopirită, galenă) și a blendei. În comparație cu pirita, aceste sulfuri se comportă diferit în timpul recristalizărilor metamorfice.

Alb — pirită, calcopirită, galenă, blendă ; negru — cuarț. Suprafață lustruită (15×).

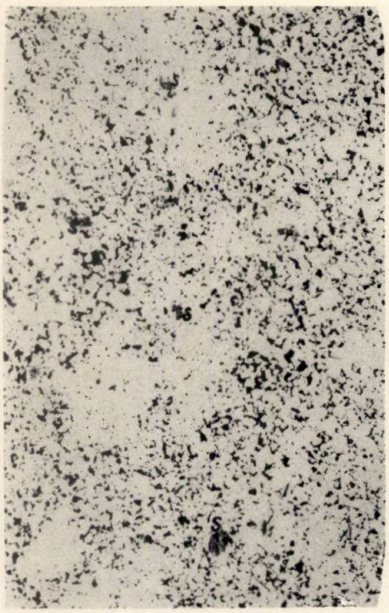


Fig. 25.—Minereu piritos complex masiv, Fundul-Moldovei, mina Dealul Negru.

Alb – pirită si sulfuri complexe; negru – cuarț; cenușiu + *S* – stilpnomelan.
Suprafață lustruită (15 ×).

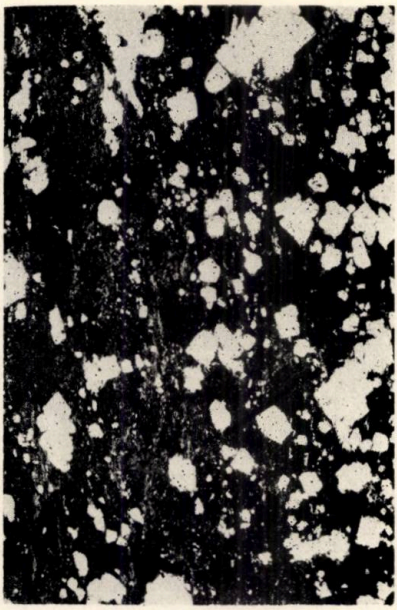


Fig. 26. – Șist cloritos cu pirită, Fundul-Moldovei – Pojorîta, mina Prașca.

Alb – pirită; negru-cenușiu – clorit.
Slif (15×).

Fig. 27.—Minereu piritos cuarțos. Valea Colbului. Se observă structura caracteristică a masei cuarțoase provenite din cristalizarea unui gel silicios.

Negru – pirită, blendă, calcopirită; alb-cenușiu – cuarț.
Secțiune subțire (Nicoli +, 15×).

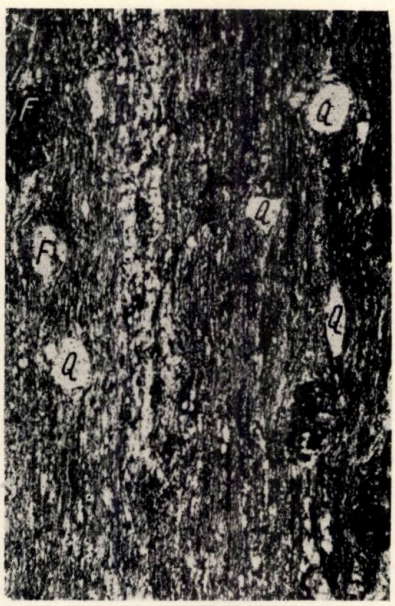


Fig. 28. – Metatuf riolitic, Fundul-Moldovei, mina Dealul Negru.

Q, cuarț, *F* feldspat.
Secțiune subțire (Nicoli +, 15×).

OBSERVAȚII ÎN LEGĂTURĂ CU DETERMINAREA CONDIȚIILOR TERMODINAMICE DE FORMARE A UNOR FILOANE ȘI ZĂCĂMINTE HIDROTERMALE DIN REGIUNEA MUNȚILOR METALIFERI (I) *

SECTORUL ALMAȘ—STĂNIJA

DE

MIRCEA BORCOȘ

55(05)

Datele de mineralotermometrie obținute din studiul cristalelor de cuarț și calcit au permis descifrarea unor aspecte ale condițiilor termodinamice de formare pentru unele zăcăminte hidrotermale din regiunea Munților Metaliferi. În acest fel, au fost puse în evidență : caracterul mono- sau poliascendent al soluțiilor hidrotermale care au generat acumulările de minereu, domeniile de variație a temperaturilor de formare pentru diferite generații de minerale și s-a stabilit gradientul geotermic al soluției hidrotermale, care pentru zăcămintele studiate este de 0,10°C/m. De asemenea, s-a evidențiat net și caracterul mezohipotermal al mineralizațiilor cercetate.

Analiza geotermometrică, prin metoda determinării temperaturii de omogenizare a sistemului lichid-gaz din incluziunile lichide ale unor cristale de cuarț, este promovată tot mai mult în cercetările geologice. Datele obținute pe această cale servesc la explicarea condițiilor termodinamice de formare a mineralelor studiate, oferind posibilitatea ca în același timp să se poată trage o serie de concluzii similare cu privire la temperatura de formare a acumulărilor de minereu în unele zăcăminte hidrotermale. Pe baza datelor de temperatură înregistrate în diverse sectoare ale unui zăcământ se calculează valorile gradienților hidrotermali ai soluțiilor, sugerînd o serie de considerații cu privire la adîncimea sursei soluțiilor mineralizante, gradul lor de răcire, influența rocilor înconjurătoare etc.

* Lucrare publicată și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et de géographie — Série de géologie", 1965, **10**, *2* (în limba engleză).

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 10 nr. 1 p. 229—245 București 1965

Prelucrarea datelor obținute din analiza geotermometrică și corelarea lor cu ceilalți factori geologici în condițiile specifice diferitelor zăcăminte hidrotermale prezintă o importanță practică deosebită, indicînd prin comparație zonele de perspectivă favorabile acumulărilor de minereu cu conținuturi industriale.

Pe baza determinărilor de temperatură efectuate (1 153 de determinări), prezentăm unele observații și concluzii cu privire la condițiile termodinamice și fizico-chimice de formare a unor filoane și zăcăminte hidrotermale din regiunea Munților Metaliferi. În acest scop s-au efectuat o serie de determinări de temperaturi de omogenizare ale incluziunilor lichide primare în cristalele de cuarț, calcit, dolomit (sau gangă de cuarț, calcit și dolomit). În interpretarea datelor s-a ținut seamă de toți factorii geologici care au participat și condiționat desfășurarea procesului de cristalizare.

În cercetările întreprinse am folosit un material colectat de echipa de prospecțiuni care și-a desfășurat lucrările în regiunea Almaș — Stănija în anii 1960—1961—1962.

PROVENIENȚA MATERIALULUI. DESCRIEREA MINERALOGICĂ DATE EXPERIMENTALE. DISCUȚIA REZULTATELOR

1. În zăcămîntul Haneș s-au determinat temperaturile de formare a mineralelor constituente din principala zonă mineralizată corespunzătoare filoanelor 11 și 22, zonă care reprezintă în același timp și axa zăcămîntului. Mineralizația este reprezentată printr-o depunere succesivă de minerale metalice și de gangă. Succesiunea generațiilor de minerale metalice și de gangă, care rezultă din observațiile făcute [1], este următoarea :

I. Pirită compactă sub formă de benzi și cuiburi. Spre sfîrșitul acestui interval pirita este traversată de o serie de fisuri cu minerale de gangă (cuarț și blendă).
II. Gangă de cuarț și calcit cu rare cristale de pirită și galenă.
III. Pirită concrescută cu galenă, uneori asociată cu calcopirită și sporadic blendă.
IV. Gangă masivă de cuarț.
V. Blendă și galenă, subordonat pirită și calcopirită.
VI. Cuarț sub formă de cristale libere semitransparente.
VII. Pirită.
VIII. Gangă de cuarț și calcit, sporadic cristale aciculare de cuarț.

Au fost examinate o serie de secțiuni pentru determinarea temperaturilor de formare a mineralelor din intervalele II, III, IV, V, VI, VII și VIII. Rezultatele înregistrate au fost consemnate în tabelul nr. 1. Astfel, s-au determinat temperaturile de formare a cristalelor de cuarț

[1] Lucrările de prospecțiuni au fost executate de echipa Întreprinderii de prospecțiuni alcătuită din geologii M. Borcoș, I. Gheorghiță, S. Boștinescu, P. Mătieș, rezultatele fiind consemnate în rapoartele depuse în anii 1960—1961 și 1962.

Tabelul nr. 1

Zăcămîntul Haneș

Localizare	Cristal	Nr. determinărilor	Temperatura medie C°	Variația temperaturii (°C) t. min.	t. max.	dif.	Maximum de frecvență °C	Natura materialului cercetat
Filon 22, orizont — 80 m, altitudine 618 m	1	44	339	332	352	20	340	gangă de cuarț II
	2	28	332	315	341	26	318	gangă de cuarț III
	3	18	308	290	325	35	315	gangă de cuarț IV
	4	24	287	268	302	34	302	gangă de cuarț V
	5	21	280	267	298	31	286	cristal de cuarț VI
	6	30	321	307	347	39	312	gangă de cuarț VII
	7	22	298	290	302	12	296	gangă de cuarț VIII
	8	13	261	253	285	32	272	gangă de calcit VIII
Total		200	302	290,35	319	28,75		
Filon 22, orizont principal altitudine 692 m	1	27	325	318	332	14	231	gangă de cuarț II
	2	14	292	278	306	28	285	gangă de cuarț IV
	3	18	292	280	303	23	288	gangă de cuarț VIII
	4	32	286	277	294	17	281	cristal de cuarț VIII
	5	10	272	238	270	32	265	cristal de calcit VIII
Total		101	293	278,20	301	22,80		

Tabelul nr. 2

Extremitatea Sud-estică a zăcămintelor Haneș

Filon 11, altitudine 585 m	1	25	296	287	312	25	291	cristal de cuarț concrescut cu pirită
	2	77	283	263	303	40	270	cristale de cuarț transparente dezvoltate pe pirită
Total		102	289	275	307,5	32,5		

libere transparente, semitransparente, precum și a unor cristale de calcit sau a materialului de gangă cuarțoasă și calcitică concrescută intim cu diversele minerale metalice.

În extremitatea sud-estică a zăcămîntului a fost executat un foraj care a interceptat zona mineralizată corespunzătoare filonului 11 la altitudinea de 585 m, adică la circa 33 m sub orizontul —80 m. Temperaturile înregistrate pe unele cristale de cuarț semitransparent dezvoltate într-o geodă pe un substrat piritos au fost indicate în tabelul nr. 2.

La orizontul — 80 m s-a delimitat domeniul temperaturilor de formare pentru fiecare interval de depunere în succesiunea procesului de cristalizare, în schimb la orizontul principal observațiile au fost mai restrînse. Datele obținute din foraj se referă doar la un singur moment al procesului

de cristalizare. Din rezultatele obţinute se poate fixa limita domeniului de temperatură în care s-au format cele 8 generaţii de minerale metalifere şi de gangă la nivelul orizontului — 80 m.

Interval de depunere pe generaţii	Domeniul temperaturilor de formare
I. Pirită. Generaţia 1	352—>352°C
II. Gangă cuarţ + calcit. Generaţia 1.	332— 352 „
III. Pirită ± galenă ± calcopirită. Generaţia 2.	290— 325 „
IV. Gangă cuarţ. Generaţia 2.	290— 352 „
V. Blendă ± galenă şi pirită. Generaţia 1.	268— 302 „
VI. Gangă cuarţ. Generaţia 3.	267— 298 „
VII. Pirită. Generaţia 3.	307— 346 „
VIII. Gangă cuarţ ± calcit. Generaţia 4.	253— 302 „

Temperaturile de formare a mineralelor din filonul 22 la orizontul principal variază în limitele aceluiaşi raport, dar cu valori mai scăzute, corespunzătoare gradientului geotermic al soluţiei care descreşte spre suprafaţă. Considerînd media temperaturii de formare a mineralelor din filonul 22 la orizontul — 80 m de 302 °C, iar la nivelul orizontului principal de 293°C, s-a calculat un gradient geotermic al soluţiei de 0,10°C/m, cu o treaptă geotermică corespunzătoare de 9,9 m/1°C, pe o diferenţă de nivel de 80 m.

Analizînd variaţia temperaturilor de formare a mineralelor pe fiecare interval în parte, se constată o descreştere sistematică a acestora de la I la VI, perioadă în care soluţia s-a răcit treptat, cristalizînd mineralele citate. Temperatura ridicată la care s-a format pirita de generaţia 3 provoacă o anomalie în procesul de cristalizare, care nu se poate explica decît pe seama îmbogăţirii soluţiei în ioni metalici cu un aport de căldură, situaţie specifică unei pulsaţii în care condiţiile termodinamice se deosebesc esenţial de cele ale momentului anterior. Din acest moment se observă din nou o descreştere treptată a temperaturilor de formare corespunzătoare intervalelor VII şi VIII. Analiza geotermometrică aplicată pe conţinutul filonului 22 indică un proces de cristalizare cu două pulsaţii încadrate în aceeaşi succesiune. De asemenea se poate observa că nu există nici o influenţă a peretelui (roca-gazdă), care ar fi determinat în vecinătatea acestuia o răcire mai accentuată a soluţiei. Pe baza acestei afirmaţii se poate considera că transformările hidrotermale care au afectat roca-gazdă (fenomene de sericitizare) precedă procesul de mineralizare, că acestea au avut loc la temperaturi destul de ridicate, menţinînd un mediu caloric apropiat de cel al soluţiilor care au depus mineralele metalice şi de gangă în umplutura acestei fracturi. În acelaşi timp, gradientul geotermic al soluţiei hidrotermale, relativ mic, arată că sursa magmatică generatoare era situată la nivele nu prea adînci sau că acoperişul zăcămîntului în timpul procesului de cristalizare era destul de gros pentru a împiedica o răcire mai rapidă.

2. Observaţiile culese din determinările efectuate pe un material similar din mina Faţa Băii sînt mai puţin concludente. Totuşi,

acestea indică unele caracteristici ale condițiilor termodinamice pentru unele filoane din acest zăcămînt.

Ordinea de depunere a mineralelor din filoanele zăcămîntului Fața Băii este : pirită, galenă ± calcopirită, blendă cu intercalații neordonate de gangă preponderent cuarțoasă. Datele privind temperatura de omogenizare sînt cuprinse în tabelul nr. 3.

Tabelul nr. 3

Zăcămîntul Fața Băii

Localizare	Cristal	Nr. determinărilor	Temperatura medie °C	Variația temperaturii (°C)			Maximum de frecvență °C	Natura materialului cercetat
				t. min.	t. max.	dif.		
Filon A, orizont	1	24	318	287	342	55	307	gangă de cuarț pe pirită
Haneș,	2	17	291	280	320	40	288	gangă de cuarț concrescută cu blendă
altitudine 612 m	3	21	280	270	305	35	279	cristale cuarț pe blendă, ultimul interval
Total		62	297	279	322,5	43,5		
Filon B, orizont	1	33	286	280	320	40	292	gangă de cuarț pe pirită
Matei,	2	20	274	260	283	23	269	cristale de cuarț, ultima depunere
altitudine circa 800 m	3	7	268	253	285	32	271	cristale de calcit crescute pe cuarț din ultima depunere
Total		60	276	264,5	296	31.5		

Domeniul de variație a temperaturilor de formare determinate în filonul A la nivelul orizontului Haneș corespunde intervalului în care s-au depus cele 6 generații de minerale metalifere și de gangă în filonul 22 mina Haneș. În acest sector în schimb, în limitele temperaturilor determinate corespunde un număr mai redus de generații, clar individualizate doar în porțiunile filonului cu textură rubanată. Totuși au fost determinate cu destulă precizie începuturile și stadiile finale ale procesului de cristalizare. Din variația temperaturilor de formare a mineralelor în diferite puncte pe grosimea filonului se observă aceeași descreștere gradată, ceea ce confirmă că procesul de cristalizare în acest sector a avut loc într-o succesiune normală a soluției cu caracter monoascendent. Specificăm faptul că în mineralizația filoanelor A și B nu s-a semnalat nici din analiza geotermometrică prezența piritei de generația 3 ca rezultat al unei activități pulsatorii, cum este cazul filonului 22 din zăcămîntul Haneș.

Gradientul geotermic al soluției hidrotermale din acest sector calculat pe o diferență de nivel de circa 200 m este de 0,10°C/m, iar treapta geotermică de 10 m/1°C. În calculul gradientului geotermic, de data aceasta au fost întrebuințate temperaturile de formare a unor filoane diferite. Comparînd totuși cifrele obținute cu cele din sectorul Haneș, observăm o identitate care vine să confirme existența aceloraşi condiții termodinamice. De altfel este şi normal să obținem valori similare, deoarece sectoarele mineralizate sînt învecinate (interval de 1 km) cu surse apropiate, dacă nu chiar comune. În structura geologică în care sînt localizate cele două zăcăminte diferă doar roca-gazdă, care este un andezit cuarțifer în cazul zăcămîntului Haneș și formațiuni sedimentare tortoniene în sectorul Fața Băii. Cu toate acestea se vede că diferența de constituție a celor două structuri geologice n-a influențat condițiile de temperatură, poate și din cauză că în prealabil circulația soluțiilor hidrotermale care au precedat mineralizația a asigurat o uniformizare a temperaturilor în cele două sectoare mineralizate.

Aproape în toate cazurile cînd au fost măsurate temperaturile de formare a cristalelor de cuarț, s-a constatat o repartiție a valorilor ridicate în baza acestora, în punctele de concreștere cu mineralele metalifere, iar temperaturile mai scăzute în părțile superioare și spre marginea cristalelor cercetate. Un asemenea exemplu îl constituie în special unele cristale de cuarț dezvoltate pe pirita de lîngă peretele filonului A la nivelul orizontului Haneș.

Cristal	Domeniul temperaturii de formare	Localizarea determinării efectuate pe cristal
1	287—290°C	vîrful cristalului
1	318—342 „	porțiunea mediană
1	320—350 „	baza cristalului
2	281—293 „	vîrful cristalului
2	298—332 „	baza cristalului

3. Mineralizația din zăcămîntul Muncăceasca-est este constituită din aceleași minerale metalifere și de gangă în care se individualizează o primă depunere de pirită, urmată de blendă ± calcopirită, galenă și mispichel. În porțiunea cu textura rubanată a filoanelor, în special la filoanele 1 și 3, succesiunea este evidentă. Ganga este preponderent calcitică. În ganga acestor filoane, adesea se observă o ritmicitate în depunerea calcitului, dolomitului și a cuarțului. În general, determinările temperaturilor de omogenizare s-au efectuat în ganga transparentă a acestor filoane și mai puțin pe cristalele libere, rar întîlnite. În succesiunea depunerii mineralelor metalifere și de gangă se distinge următoarea ordine : I, pirită ; II, gangă complexă (calcit, dolomit, cuarț) ; III, blendă ± calcopirită ; IV, gangă complexă ; V, galenă ± pirită ; VI, gangă complexă.

În majoritatea cazurilor filoanele prezintă o textură masivă compactă, unde cu greu se poate observa această ordine de cristalizare. În alte situații prezența piritei a fost recunoscută în toate generațiile de minerale metalifere, chiar într-o proporție mai crescută, și în generațiile din

stadiul final al procesului de cristalizare. În tabelul nr. 4 sînt consemnate temperaturile de formare a mineralelor din cele 5 filoane la orizontul principal și orizontul II.

Tabelul nr. 4

Zăcămîntul Muncăcească-est

Localizare	Cristal	Nr. determinărilor	Temperatura medie °C	Variația temperaturii (°C)			Maximum de frecvență °C	Natura materialului cercetat
				t. min.	t. max.	dif.		
Filon 1,	1	23	—	>357	—	—	—	gangă complexă II
orizont	2	18	—	>357	—	—	—	gangă complexă V
principal,	3	16	—	346	>357	—	—	gangă complexă VI
altitudine	4	23	340	338	349	11	342	cristale de cuarț VI
810 m								
Filon 3,								
orizont	1	16	—	>357	—	—	—	gangă de cuarț II
principal,	2	22	—	348	>357	—	—	gangă complexă VI
altitudine								
810 m								
Filon 4,								
orizont	1	28	—	354	>357	—	—	gangă complexă II
principal,	2	26	—	341	>357	—	—	gangă complexă
altitudine								
810 m								
Filon B,								
orizont	1	33	—	339	>357	—	—	gangă complexă II
principal,								
altitudine								
810 m								
Filon Co-								
randa,	1	24	—	346	>357	—	—	gangă de calcit III
orizont	2	14	346	346	350	4	348	cristale de cuarț IV
principal,		9	240	238	241	3	240	cristal de cuarț, ultima
altitudine								depunere
810 m								
Filon 1,								
orizont II,	1	24	316	305	327	22	312	gangă complexă, ultima depunere
altitudine								
890 m								

Tabela 5

Zăcămîntul Brădișor

Filon Brădișor,	1	31	347	325	>357	32	352	gangă complexă II
	2	27	253	230	290	60	258	gangă calcit III-IV
altitudine	3	9	224	221	232	11	226	cuarț liber, ultima
900 m								depunere

4. Întrucît sectorul minei Brădișor se încadrează în structura geologică a sectorului Muncăceasca-est, mineralizația fiind cantonată în același corp de andezite cuarțifere, am citat în continuare în tabelul nr. 5 valorile temperaturilor de formare a mineralelor din filonul Brădișor la nivelul acestei galerii (altitudinea 900 m). Mineralizația din mina Brădișor se dezvoltă în apropierea zonelor mineralizate deschise de mina Muncăceasca-est în partea sa nord-vestică, în sectorul filoanelor 33, 34, 36, 37, stocul Brădișor etc. Mineralizația din acest sector prezintă aceleași caractere în succesiunea depunerilor mineralelor de gangă și metalifere : I, pirită ; II, calcită ; III, blendă ± calcopirită ; IV, galenă. Din tabelul nr. 4 reiese foarte clar că temperaturile la care s-a depus prima generație de pirită depășesc cu mult 357°C. Afirmăm acest fapt deoarece la această temperatură faza gazoasă din incluziunile primare este încă destul de evidentă, omogenizîndu-se doar 1/2 sau 3/4 din volumul inițial. Temperaturi ridicate se păstrează în tot timpul procesului de cristalizare. Abia în stadiul final de cristalizare temperaturile oscilează sub 357°C. Situația este analogă tuturor filoanelor din zăcămîntul Muncăceasca-est, cu excepția filonului Coranda, o ramificație periferică, în care ultimul interval de depunere (cristale libere de cuarț) are o temperatură de formare destul de scăzută (240°C) în raport cu temperatura de formare a mineralelor din primele stadii (346°C). Acest exemplu poate constitui, pe de o parte, un argument care ar pleda în favoarea delimitării a două pulsații în procesul de circulație al soluțiilor, iar pe de altă parte un argument care ar explica o răcire rapidă a soluției hidrotermale într-un interval relativ scurt, într-un sector al zăcămîntului mai îndepărtat de căile principale de acces al soluțiilor hidrotermale.

Gradientul geotermic al soluției s-a determinat pe o diferență de nivel de 80 m, doar în cazul filonului 1 luîndu-se în considerare media temperaturilor de formare corespunzătoare ultimului interval de cristalizare la nivelul celor două orizonturi. Astfel s-a obținut un gradient geotermic al coloanei hidrotermice de 0,08°C/m, cu o treaptă geotermică de 12,5 m/1°C. Deși în estimarea gradientului nu s-a ținut seama de temperatura medie a întregii succesiuni de cristalizare, valoarea sa este reală, puțin mai mică decît aceea a soluțiilor hidrotermale din zăcămîntul Haneș, care se plasează la un nivel superior, așa după cum reiese din datele temperaturilor de formare a mineralelor citate. Această observație concordă cu tendința de scădere a valorilor gradienților, pe măsură ce ne apropiem de sursa magmatică.

În mina Brădișor, filonul cu același nume conține minerale care s-au format la temperaturi ce variază într-un domeniu destul de extins. Dacă considerăm că primele depuneri de pirită au avut loc la temperaturi superioare, peste 357°C, și că ultimele depuneri de minerale au cristalizat între 221 și 232°C, într-o perioadă de depunere relativ scurtă, trebuie să admitem intervenția unor condiții speciale care au înlesnit această răcire destul de rapidă, fie că ulterior pe fractură au circulat, după o întrerupere oarecare, soluții sensibil mai puțin fierbinți, care au depus în special mineralele de gangă. Discrepanța ar fi și mai evidentă dacă am calcula gradientul geotermic al soluției din valorile temperaturilor medii ale filoa-

nelor din mina Muncăceasca-est și mina Brădișor pe o diferență de nivel de 90 m. Temperaturile relativ mici înregistrate în ultimul interval de depunere în filonul Brădișor scad mult media temperaturii de formare a filonului, ceea ce conduce la estimarea unui gradient geotermic al soluției cu valori foarte mari (inadmisibile). Exemplul este cît se poate de semnificativ ; în momentul cînd valorile gradienților se abat de la valorile normale calculate într-o zonă cunoscută, înseamnă că, în mod cert, în procesul de cristalizare a intervenit fie o răcire bruscă a soluției, fie că au existat pulsații cu un gradient diferit. Situația filonului Brădișor este analogă filonului Coranda din mina Muncăceasca-est.

Descreșterea sistematică a temperaturilor în succesiunea normală de depunere a minereului în filoanele din minele Muncăceasca-est și Brădișor se constată uneori și în unele cristale izolate sau secțiuni din ganga filonului concrescută cu mineralele metalifere. Exemplificăm astfel o repartiție ordonată a valorilor mari de temperatură de omogenizare la baza unor cristale de calcit dezvoltate pe pirita de prima generație și valori mai mici în porțiunea mediană și vîrful cristalelor.

Cristal	Domeniul de variație a temperaturii de formare	Localizarea determinării efectuate pe cristal
1	237—290°C	baza cristalului concrescut cu pirită
2	267—287 „	*idem*
3	270—285 „	*idem*
1	234—281 „	zona mediană a cristalului
2	230—272 „	*idem*
1	225—234 „	vîrful cristalului
2	227—230 „	*idem*
3	228—230 „	*idem*

Un alt exemplu îl constituie și valorile temperaturilor de formare a cristalelor de gangă din filonul 3.

Interval	Domeniul de variație a temperaturii de omogenizare	Natura materialului cercetat
1	354—>357°C	calcit semitransparent
2	243—>357 „	dolomit semitransparent
3	340— 353 „	calcit semitransparent
4	229— 348 „	dolomit semitransparent
5	322— 341 „	calcit semitransparent
6	325— 338 „	calcit și cuarț semitransparent
7	310— 330 „	cuarț transparent

Din cele expuse referitor la cele două sectoare, se constată că mineralizația s-a format la temperaturi ridicate, care trec uneori cu mult peste 357°C. Ultimele depuneri din soluție s-au format în condiții de temperatură mai scăzută, înregistrîndu-se valori cuprinse între 220 și 330°C. Temperaturile ridicate la care s-au format mineralele în aceste sectoare sînt con-

firmate și de prezența turmalinei în mina Brădișor, atît în filoane, cît și în roca învecinată transformată hidrotermal, și a granatului sub formă de cuiburi, cristale izolate sau vinișoare compacte, adesea întîlnite în pereții filoanelor aproape de linia de contact, în mina Muncăceasca-est. Observațiile denotă în plus că și în acest sector transformările hidrotermale ale rocii-gazdă au precedat procesul de depunere a mineralului și că acestea au avut loc la temperaturi destul de ridicate. Din această cauză, cu excepția filonului B, nu se observă anomalii în procesul de răcire a soluției care să fi fost determinate de influența rocilor înconjurătoare pe seama diferenței de temperatură dintre rocă și soluție. Astfel putem considera intervalele de temperaturi de formare mai scăzute, așa după cum am menționat, ca o reluare a procesului de cristalizare după o perioadă de întrerupere, în condiții noi în care temperaturile de formare a mineralelor sînt mult mai mici, cu un gradient geotermic corespunzător ridicat.

5. În mina Stănija, unele rezultate referitoare la temperatura de formare a mineralizației din grupul de filoane orientat NV—SE, precum și a celor din fasciculul de direcție E—V, contribuie într-o mai mare măsură la înțelegerea și la descifrarea evoluției procesului de mineralizare. Parageneza mineralelor din primul sistem filonian este în general asemănătoare cu cea recunoscută în minele Muncăceasca-est și Brădișor. În zonele cu texturi rubanate ale filoanelor, se observă următoarea succesiune în depunerea mineralelor: 1) pirită, 2) blendă și 3) galenă. Ganga este cuarțo-calcitică și se dezvoltă în cele mai multe cazuri sub formă compactă. De obicei la sfîrșitul succesiunii de cristalizare se dezvoltă și unele cristale libere, de dimensiuni mici, de cuarț semitransparent. Au fost determinate temperaturile de formare a acestor cristale, precum și a cuarțului compact concrescut cu mineralele metalifere.

Filoanele dezvoltate în cel de-al doilea sistem, orientat E — V, sînt mult mai piritoase ; prezența blendei și galenei este subordonată, în schimb au fost recunoscute frecvent altaitul și aurul nativ. De altfel mineralizația din acest sistem filonian se deosebește și prin conținutul ridicat al elementelor nobile.

Faptul că în general ganga filoanelor în acest sector este alb-lăptoasă, compactă, cu rare zone semitransparente sau transparente, iar frecvența cristalelor de cuarț de asemenea rară, a limitat uneori sfera de investigație în cercetările noastre, nereușind să ne referim decît la anumite intervale din grosimea filonului. Rezultatele obținute sînt consemnate în tabelul nr. 6. Materialul colectat în vederea executării determinărilor temperaturilor de formare provine din filoanele Aurel, Sfînta Treime, Vilanela și Ieronim.

Din distribuția și variația temperaturilor de formare a mineralelor din filoanele celor două sisteme de fracturi se observă că la nivelul aceluiași orizont (altitudinea 890 m) valorile cele mai crescute sînt specifice filonului Aurel, Sfînta Treime și parțial filonului Ieronim (sistem NV — SE), iar cele mai coborîte filonului Vilanela (sistem E — V). Se poate presupune că mineralizația din filoanele cercetate pare să se fi format în două faze dife-

rite de mineralizare, delimitate în timp. Numai în acest fel am putea da o explicație faptului că la nivelul aceluiași orizont, într-un sistem filonian

Tabelul nr. 6

Zăcămîntul Stănija

Localizare	Cristal	Nr. determinărilor	Temperatura medie °C	Variația temperaturii (°C)			Maximum de frecvență °C	Natura materialului cercetat
				t. min.	t. max.	dif.		
Filon Aurel, altitudine 890 m	1	23	342	328	>357	—	336	gangă de cuarț concrescut cu pirită
	2	45	314	296	348	52	315	*idem*
	3	17	298	292	325	58	309	ultima depunere de calcit
	4	15	293	280	315	35	306	ultima depunere de cuarț
Filon Sf. Treime altitudine 890 m	1	15	—	315	>357	—	340	cuarț concrescut cu pirită
	2	27	—	302	>357	—	334	*idem*
	3	12	—	288	305	17	296	calcit, ultima depunere
Filon Vilanela altitudine 890 m	1	24	262	241	325	84	278	cuarț, peretele filonului
	2	26	234	229	256	27	248	cuarț, ultima depunere
	3	9	236	228	245	15	232	*idem*
Total		59	244	232,5	275,5	42		
Filon Ieronim, altitudine 890 m	1	20	316	322	>357	—	328	cuarț din peretele filonului
	2	18	296	280	330	50	316	cuarț din peretele filonului
	3	8	240	229	245	16	237	cuarț din ultima depunere
Total		46						

orientat NV — SE cu anumită parageneză de minerale metalifere și de gangă, domeniul de variație al temperaturilor de formare este mult superior aceluia din sistemul E — V. Nu am reușit să precizăm în schimb cu prea multă siguranță ordinea de venire a celor două faze. Dacă am lua în considerare faptul că în filonul Ieronim, în care s-au identificat cele două stadii de formare corespunzătoare ambelor sisteme, temperaturile cele mai ridicate de formare a mineralelor le întîlnim în apropierea peretelui, iar cele mai scăzute în zona mediană (trecerea făcîndu-se brusc), s-ar putea considera că într-o primă fază de mineralizare s-au format filoanele de direcție NV — SE, iar în cea de-a doua cele de direcție E — V. Observația poate fi interpretată și în sensul unui proces de mineralizare care a avut loc în cadrul aceleiași succesiuni, cu o întrerupere înainte de depunerea mineralelor cu temperatură scăzută. În acest sector am întîlnit

primul caz în care determinările temperaturilor de formare ridică problema existenței a două faze de mineralizare.

Faza 1 cu domeniul temperaturilor de formare 380 — > 357°C
Faza 2 „ „ „ „ „ 228 — 325°C

Menționăm că și în cercetările geologice executate în acest sector [2] a fost ridicată problema existenței a două faze de mineralizare, pe baza studiilor calcografice și analizelor chimice specifice celor două sisteme filoniene. Mineralizația din sistemul filonian E — V (cu un caracter piritos și conținuturi ridicate în elemente nobile) a fost pusă pe seama unui proces de telescopare.

6. În mina Muncăceasca-vest a fost caracterizat mai bine din punctul de vedere al condițiilor de formare doar filonul 25, în partea superioară a acestui zăcământ la nivelul galeriei Acra (961 m). La nivelele inferioare observațiile noastre sînt mai restrînse și se referă doar la unele intervale din succesiunea de mineralizare ale aceluiași filon la nivelul orizontului principal și II. Mineralizația din acest sector, din cercetările efectuate de aceeași echipă de prospecțiuni, precum și din date recent publicate (5), este formată din depunerea succesivă a unor minerale metalifere și de gangă în următoarea ordine: I, pirită de generația 1, succedată de blendă și galenă ± calcopirită; II, gangă de cuarț; III, pirită de generația 2 și IV, gangă de cuarț și cristale libere semitransparente. În tabelul nr. 7 am consemnat rezultatele determinărilor de temperatură de formare pe un material colectat din filonul 25 la nivelul orizontului principal, II și Acra.

La nivelul orizontului I, altitudinea 850 m, s-au determinat temperaturile de formare a unor cristale de cuarț din ultimul interval de depunere al mineralizației din filonul 20. Rezultatele obținute sînt i ndicat în tabelul nr. 7.

Din mediile temperaturilor de formare a mineralizației din filonul 25, s-a calculat între orizontul principal și orizontul II, pe o diferență de nivel de 80 m, un gradient geotermic al soluției de 0,10°C/m, cu o treaptă geotermică de 10 m/1°C, iar între orizontul II și nivelul galeriei Acra, pe o diferență de nivel de 70 m, un gradient de 0,14°C/m, cu o treaptă geotermică de 7 m/1°C. Valoarea gradientului între orizontul de bază și cel superior este de 0,12°C/m, cu o treaptă de 8,5 m/1°C. Acest gradient este foarte apropiat de cel obținut la Haneș — Fața Băii sau Muncăceasca-est. Pe diferența de nivel calculată se observă că valoarea gradientului crește pe măsură ce ne apropiem de orizonturile superioare ale zăcămîntului. Este un exemplu semnificativ, în care gradientul geotermic al soluției urmărește și redă fidel ritmul de răcire a soluției, ce descrește pe măsură ce ne apropiem de sursa magmatică. Conform rezultatelor obținute, prezentate în tabelul nr. 7, se poate afirma că soluția hidrotermală în timpul procesului de cristalizare, s-a răcit treptat, avînd pentru genera-

[2] Cercetările echipei de prospecțiuni citate anterior.

Tabelul nr. 7

Zăcămîntul Muncăcească-vest

Localizare	Cristal	Nr. determinări	Temperatura medie °C	Variația temperaturii (°C)			Maximum de frecvență °C	Natura materialului cercetat
				t. min.	t. max.	dif.		
Filon 25, orizont Acra, altitudine 961 m	1	12	302	287	324	37	307	gangă de cuarț I
	2	27	300	290	330	40	304	gangă de cuarț I
	3	18	296	282	301	19	297	gangă de cuarț II
	4	19	250	238	270	32	263	cristale de cuarț, ultima depunere
Total:		76	287	274	306	32		
Filon 25 orizont II, altitudine 890 m	1	16	312	305	338	33	316	gangă de cuarț I
	2	20	306	297	320	23	308	gangă de cuarț I
	3	7	273	252	285	33	279	cristale de cuarț, ultima depunere
Total:		43	297	284,5	314	29,5		
Filon 25, orizont principal, altitudine 810 m	1	14	322	307	343	36	320	gangă de cuarț I
	2	27	288	270	298	29	283	gangă de cuarț II
	3	18	293	264	300	38	275	cuarț, ultima depunere
Total:		59	305	280	314	34		
Filon 20, orizont I, altitudine 850 m		24	315	297	332	35	320	cuarț, ultima depunere

țiile de minerale metalice și de gangă următoarele domenii de variații a temperaturilor de formare:

Interval de depunere pe generații	Domeniul temperaturilor de formare
I. Pirită. Generația 1.	287—343°C; > 343°C
II. Gangă cuarțo-calcitică. Generația 2.	238—306°C
III. Pirită. Generația 2.	300— (238—306)°C
IV. Gangă de cuarț. Generația 2.	270—300°C

Între ganga cuarțitică de prima generație și ultima depunere de cuarț, se poate uneori identifica destul de clar pirita de generația 2. N-am avut

posibilitatea să determinăm în mod strict temperatura de formare a acestei generații, lipsindu-ne secțiuni apte de cercetat în acest sens. Tot ceea ce se poate spune este că această generație s-a format la temperaturi mai ridicate, superioare celei în care s-a depus ganga de cuarț de generația 2, deoarece pe această pirită s-a depus, în continuarea procesului de cristalizare, o nouă gangă de cuarț, uneori cu dezvoltarea unor cristale libere (în generația 2), a cărei temperatură medie de formare este mai ridicată decît a cuarțului din generația 1: 293°C față de 288°C. De asemenea valorile minime și maxime ale temperaturilor de formare indică același lucru. Chiar și în cazul cînd temperaturile de formare a celor două generații de cuarț ar fi apropiate, interpretarea conduce la formularea aceleiași concluzii, ce arată, că și în acest sector condițiile termodinamice de formare a mineralelor sugerează o anomalie provocată de o activitate pulsatorie, manifestată după depunerea piritei de prima generație. În general se poate admite că variația paragenezelor pe verticală a evoluat în sensul separării unor asociații minerale mai bogate în telururi, seleniuri și aur liber în părțile superioare ale zăcămîntului, generate în cadrul aceleiași succesiuni de mineralizare cu activitate poliascendentă. Temperatura soluției care a circulat a fost ridicată chiar și în zona de formare a minereului bogat în telur, seleniu și aur nativ, depășind și în acest caz valorile admise pentru stadiul epitermal. Temperatura soluțiilor hidrotermale care au circulat în lungul fracturii filonului 25, privită în ansamblu în limitele nivelelor care au deschis zăcămîntul Muncăceasca-vest, corespunde unui stadiu mezotermal cu treceri la hipotermal, sub nivelul orizontului principal. N-au existat nici în acest sector influențe ale rocilor înconjurătoare care să fi determinat o răcire mai bruscă a soluției. În legătură cu procesele de alterare hidrotermală care au afectat rocile-gazdă, se poate spune că ele au precedat faza de mineralizare, unele evoluînd și în timpul depunerii mineralelor metalifere și de gangă, cum este silicifierea, concluzie la care s-a ajuns și pe baza unui studiu mineralogic al produselor de alterație hidrotermală.

★

Pe baza unor încercări experimentale efectuate pe un material care provine din cîteva zone mineralizate din sectorul Turți — Tarna-Mare oferit de geologul R a d u J u d e, cu titlu informativ semnalăm că am ajuns la concluzia că și pentru zăcămintele din regiune, ca și în cazul celor din Munții Metaliferi, se poate aplica, cu aceeași eficiență, metoda determinării temperaturilor de formare în vederea obținerii unor date suplimentare cu privire la descifrarea dinamicii procesului de cristalizare. În acest fel semnalăm importanța cristalelor de calcit, precum și a materialului de gangă cuarțoasă sau calcitică, concrescută cu mineralele metalifere, care în zonele transparente pot oferi condiții optime de determinare a temperaturilor de omogenizare a celor două faze din incluziunile primare. Din determinările efectuate pe un material destul de variat s-au obținut temperaturile de formare a unor cristale de cuarț, calcit și gangă concrescută cu diverse generații de minerale metalice. Din variația valorilor temperaturilor de formare a mineralelor pe orizontală și verticală în același

filon sau într-un sistem filonian, se pot trage o serie de concluzii suplimentare, care privesc succesiunea de cristalizare, caracterul soluțiilor, ritmul de răcire etc. Nu este exclus ca datele existente (23), (24), în special cele care se referă la zăcămîntul Săsar și Baia-Sprie, să reflecte mai curînd, prin distribuția neregulată a temperaturilor pe orizontală și verticală, un caracter pulsatoriu al soluțiilor. Este foarte important de verificat acest lucru în regiunea Baia-Mare, mai ales acum cînd deținem unele fapte concrete, expuse în capitolul precedent.

CONCLUZII

Din datele obținute, în special în sectorul Almaș — Stănija (Munții Metaliferi), se observă, cu ajutorul analizei geotermometrice, aplicată și la alte minerale de gangă (în afara celor de cuarț) din umplutura filoniană, că se pot deduce și descifra și alte aspecte din condițiile în care a evoluat procesul de mineralizare. Astfel se ilustrează în unele cazuri caracterul monoascendent sau poliascendent al soluțiilor hidrotermale din cadrul aceleiași faze sau din faze diferite.

De asemenea din variația temperaturilor de formare a mineralelor în zona din vecinătatea peretelui filonului, se pot trage concluzii cu privire la influența rocilor înconjurătoare în procesul de răcire a soluțiilor hidrotermale.

Spre deosebire de părerile formulate pînă în prezent (13), care atribuie mineralizației auro-argentifere din sectorul Almaș — Stănija, inclusiv zăcămintelor din regiunea Munților Metaliferi, un caracter epitermal, temperaturile înregistrate în determinările noastre, prin valorile lor, corespund mai de grabă unor stadii superioare, mezo-hipotermale. Sub acest aspect, este necesar să se analizeze rolul și eventual ordinul de mărime a temperaturilor de formare a mineralelor în cazul zăcămintelor hidrotermale, pentru încadrarea acestora în stadiile termodinamice (epi-mezo-hipotermale) admise în prezent.

Gradientul geotermic al soluțiilor hidrotermale pentru zăcămintele cercetate în acest sector este în medie de 10°C/100 m. Valoarea destul de constantă a acestei cifre indică condiții comune de mineralizare în cele 6 structuri geologice analizate. Comparînd valorile gradienților geotermici ai soluțiilor hidrotermale din cele 6 zăcăminte, în raport cu cota relativă a provinciei metalogenetice de care aparțin, ne putem da seama de nivelul la care s-au format pe verticală. Este foarte important acest fapt și din punct de vedere economic, deoarece din valorile temperaturilor de formare a mineralelor și din valoarea gradientului geotermic al soluției se poate aprecia dacă un zăcămînt este deschis, exploatat, explorat sau îndepărtat prin eroziune în partea lui superioară sau și în profunzime. În cadrul sectorului Almaș — Stănija se poate afirma că zăcămîntul Stănija — Brădișor și în parte zăcămîntul Muncăceasca-est și vest s-au format la nivele superioare, în timp ce zăcămîntul Haneș, Fața Băii și probabil mineralizațiile învecinate la nivele inferioare. Din acest punct de vedere, conform datelor obținute, zăcămîntul Muncăceasca-vest în

părțile inferioare indică condiții termodinamice de formare mai aproape de sursa magmatică în comparație cu celelalte zăcăminte analizate. Din elementele expuse se poate afirma că șansele cele mai mari de dezvoltare a mineralizației în adîncime le oferă zăcămîntul Haneș, Fața Băii cu zonele învecinate, urmate în ordine de zăcămintele Muncăceasca-est și Brădișor.

Prin prisma rezultatelor obținute în regiunea Munților Metaliferi, considerăm că temperatura medie de formare a filoanelor din regiunea Baia-Mare depășește cu mult temperaturile cunoscute (23), (24), care în general corespund ultimelor intervale de cristalizare. De asemenea, considerăm că și în această regiune sînt indicații care pledează în favoarea existenței unui caracter pulsatoriu al soluției.

Lucrarea de față, care reprezintă continuarea cercetărilor geotermometrice întreprinse în țară sub îndrumarea acad. prof. M. Savul, lasă să se întrevadă, prin prisma rezultatelor obținute, diversitatea problemelor care se pot aborda pe calea analizei geotermometrice, dintre care cea mai importantă este cea legată de descifrarea dinamicii procesului de mineralizare și de definire a caracterului soluțiilor hidrotermale.

Pe această cale ținem să omagiem memoria regretatului prof. M. Savul, căruia îi datorăm introducerea metodologică în probleme de geotermometrie și care, cu atenție și răbdare, ne-a călăuzit în acest domeniu.

Mulțumirile noastre sînt adresate, în aceeași măsură și prof. D. Giușcă, membru corespondent al Academiei R.P.R., care ne-a insuflat permanent interesul pentru abordarea metodei în probleme cît mai variate legate de procesele de mineralizare.

BIBLIOGRAFIE

1. Bailey S. W. a. Cameron E. W., *Temperatures of mineral formation in bottom-rum lead-zinc deposits of the Upper Mississippi Valley as indicated by liquid inclusions*, Econ. Geol., 1951, **46**, 626–651.
2. Borcoș M., Gheorghiță I., Boștinescu S. și Mățieș P., *Considerațiuni asupra unor manifestațiuni magmatice neogene cu caracter liniar în regiunea Runc — Breaza și structura aparatului vulcanic Haneș, M-ții Metaliferi*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLIX** (1961–1962), partea a II-a.
3. Borcoș M. și Mantea Gh., *Vîrsta formațiunilor neogene din Bazinul Zlatna — Almaș, M-ții Metaliferi*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLIX** (1961–1962), partea a II-a.
4. Borcoș M. et Stanciu Constantina, *Altération hydrotermale de l'andésite quartzifère dans le gisement Haneș (Monts Métallifères)*, Travaux du VI-e Congr. Assoc. Géol. Carpato-Balk., Varșovia, 1963.
5. Cioflica G., Lazăr C. și Ububașa Gh., *Unele particularități structurale ale complexului filonian de la Stănija (M-ții Metaliferi)*, St. și cerc. geol., 1962, **VII**, 2.
6. Coleman R. G., *Mineralogical evidence on the temperature of formation of the Colorado-Plateau uranium deposits*, Econ. Geol., 1957, **52**, 1–4.
7. Correns C. W., *Wie weit können Flüssigkeitseinschlüsse mit Gasblasen in Kristallen als geologische Thermometer dienen*, Nachrichten Akad. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Klasse, partea a II-a, 1950, 5.
8. — *Flüssigkeitseinschlüsse mit Gasblasen als geologische Thermometer*, Geol. Redsch., 1953, **42**, 19–34.
9. Deicha G., *Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides*, Paris, 1955.
10. Edwards A. B., *Textures of the ore minerals and their significance*, Melbourne, 1954.

11. Ермаков Н. П., *Определение температур образования гидротермальных минералов путем изучения жидких включений*, ДАН СССР, 1957, **45**, *5*, 217—219.
12. Freas D. H., *Temperatures of mineralization by liquid inclusions Cave-in-Rock fluorspar district Illinois*, Econ. Geol. 1961, **56**, 542—556.
13. Ghițulescu I. P. et Socolescu M., *Etude géologique et minière des Monts Métallifères*, Ann. Inst. géol. Roum., 1941, **XXI**.
14. Ghițulescu I. P., Giușcă D. et Socolescu M., *Etudes géologiques et minières dans le quadrilatère aurifère*, C.R. Inst. géol. Roum., 1938, **XXII**.
15. Ingerson E., *Liquid inclusions in geologic thermometry*, Am. Mineralogist, 1947, **32**, 375—388.
16. — *Methods and problems of geologic thermometry*, Econ. Geol., 1955, 50 TH, Ann. Vol. 341—410.
17. Lindgren W., *Mineral deposits*, New York, 1933.
18. Матковский О. И., *О так называемых мармарошких диамантах*, Материал к комиссии минералогии и геохимии, 1961, *1*.
19. Newhouse W. H., *The Time Sequence of hypogene ore mineral deposition*, Econ. Geol., 1928, **23**.
20. — *Temperature of formation of the Mississippi Valley lead-zinc deposits*, Econ. Geol., 1933, **28**, 750—754.
21. Pomîrleanu V., *Cercetări experimentale cu privire la temperatura de formare a cristalelor de cuarț din zăcămîntul hidrotermal de la Herja (reg. Baia-Mare)*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția geol-geogr., 1957, **II**, *3—4*.
22. Ridge J., *The genesis of the Tri-State zinc and lead ores*, Econ. Geol., 1936, **30**, 298—313.
23. Savul M. și Pomîrleanu V., *Date preliminare asupra temperaturii de formare a cuarțului din zăcămintele hidrotermale de la Săsar (Baia-Mare)*, St. și cerc. geol., 1961, **II**, *4*.
24. — *Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămîntului hidrotermal filonian de la Baia-Sprie*, St. și cerc. geol., 1961, **VI**, *2*.
25. Schmidt A. R., *Temperatures of mineral formation in the Miami-Picher district as indicated by liquid inclusions*, Econ. Geol., 1962, **57**, 1—20.
26. Schneiderhöhn H., *Time — Temperature curves in relation to mineral associations in coaling intrusions*, Econ. Geol., 1929, **29**, 471.
27. Skinner B. I., *Some considerations regarding liquid inclusions as geologic thermometers*, Econ. Geol., 1953, **48**, 541—550.
28. Smith F. G., *Historical development of inclusions thermometry*, Moscova, 1955.
29. — *The ore deposition temperature and pressure at the Mc Yntyre mine, Ontario*, Econ. Geol., 1948, **43**, 627—636.
30. Вулчик Е. И., *Физико-химическая интерпретация термометрических измерений методом гомогенизации включений*, мин. сб. Львов, геол. общ., 1951, *5*, 267—290.

Institutul geologic al Comitetului geologic.

Primită în redacție la 17 noiembrie 1964.

CONSIDERAȚII ASUPRA DOGGERULUI DIN SINCLINALUL MARGINAL (RARĂU—BREAZA)

COMUNICARE PRELIMINARĂ

DE

VASILE MUTIHAC

55 (05)

Autorul, pe baza unei asociații faunistice, demonstrează poziția în loc a doggerului în sinclinalul Rarăului, precum și vîrsta diferită a diverselor nivele de jaspuri.

Succesiunea stratigrafică a depozitelor antetriasice din sinclinalul marginal Rarău — Breaza nu a fost pe deplin lămurită. Acest lucru se datorește faptului că o bună parte din depozitele menționate se întîlnesc sub forma unor iviri izolate prinse într-o formațiune argiloasă de vîrstă cretacică.

În cele ce urmează, prezentăm o serie de date care lămuresc poziția stratigrafică a doggerului din regiune, precum și vîrsta și poziția stratigrafică a jaspurilor.

Prezența doggerului în sinclinalul marginal extern Rarău — Breaza a fost dovedită încă de mult (9), cînd s-a menționat forma *Pseudomonotis alpina* la Pojorîta și *Sphaeroceras* sp. pe Izvorul Alb, forme ce provin probabil din niște blocuri.

E. Mojsisovics citează (după M. Vacek (1879)) din calcare brun-albăstrui formele: *Stephanoceras gervillei* Sow., *Isocardia gibbosa* Munst., *Pecten* cf. *spathulatus* Röem., *Pseudomonotis münsteri* Bron., *Ostea* cf. *calciola* Ziet., *Terebratula buckmani* Dov., *Rhynchonella spinosa* Dov. Adăugînd la formele citate și pe cele găsite de I. Moldovan la vest de valea Prașca, determinate de D. Patrulius (1964) ca *Entolium*, *Dorsetenia* și *Stephanoceras humphresianum* Sow., se poate conchide că acestea sînt singurele asociații faunistice care atestă prezența doggerului în sinclinalul Rarăului.

În afară de cele arătate, diverși autori au mai atribuit doggerului anumite depozite detritice, în general gresii, astfel S. Athanasiu (1) menționează gresii cu belemniți pe rama vestică a sinclinalului în apro-

piere de Schitul Rarău, iar Th. Kräutner (4) mai adaugă la acestea o ivire de gresii asemănătoare, la est de înălțimile Adam și Eva de la Pojorîta, fără a aduce vreun argument paleontologic; probabil însă că acestea sînt depozitele din care provine fauna menționată de M. Vacek și de D. Patrulius.

În ultimul timp, M. Ilie (5) atribuie doggerului gresiile albe, dure, ruginii, care apar în Dealul Peciștea, la sud de Pietrele Doamnei și sub Piatra Zimbrului și care, după autorul menționat, ar fi cuprinse între jaspurile roșii (permiene) sau liasice în facies de Adneth, în bază și calcarele recifale (malm) la partea superioară. Acest fapt se aducea ca argument în atribuirea gresiilor menționate doggerului. Ulterior (7) s-a constatat însă că, în toate cazurile, calcarele de deasupra aparțin cretacicului în facies urgonian.

Pe hărțile scara 1 : 100 000 editate de Ministerul Industriei Petrolului și Chimiei sînt figurate două benzi de dogger, una care traversează valea Tătarca, iar cea de-a doua, cu o extindere ceva mai mare, în zona Lucina. Aceste iviri au fost sesizate și consemnate de E. Gherman[1].

În ceea ce privește jaspurile din sinclinalul Rarăului, acestea au fost observate încă din 1876 (8). Majoritatea cercetătorilor au considerat continuitate de sedimentare între dolomite și jaspuri și ca atare acestea din urmă au fost atribuite triasicului mediu, cu o singură excepție (5), cînd au fost atribuite permianului.

După ce E. Jekelius (3) a demonstrat în Hăghimaș că jaspurile aparțin callovian-oxfordianului, Th. Kräutner (4) atribuie aceeași vîrstă jaspurilor din sinclinalul Rarăului.

Ulterior alți cercetători nu au împărtășit acest punct de vedere și jaspurile au fost considerate mai departe ca fiind în continuitate de sedimentare cu dolomitele, atribuindu-li-se vîrsta triasic medie (2) (Gr. Popescu și D. Patrulius, 1956).

Observațiile expuse în nota de față se referă în special la zona de la nord de localitatea Breaza, mai exact profilul Tătarca, afluent pe dreapta rîului Moldova.

Parcurgînd cursul văii Tătarca de la confluența acesteia cu Moldova spre amonte, la aproximativ 3 km începe traversarea sinclinalului marginal extern. Începutul acestuia este marcat de cîteva apariții de serpentinite, care au o mai largă dezvoltare spre sud, marcînd flancul estic al sinclinalului (fig. 1). În continuare se străbate printr-o serie șistoasă argiloasă, care în mod normal alcătuiește umplutura sinclinalului. Pe stînga văii, în plină masă a depozitelor argiloase, se întîlnesc blocuri mari de calcare în plăci, iar ceva mai sus apare o ivire izolată de gresii dure, bine stratificate, alternînd cu argile șistoase[2]. În continuarea profilului se mai întîlnesc gresii grosiere pînă la microconglomerate, cîteva iviri de serpentinite și apoi apar rocile carbonatate care marchează flancul vestic al

[1] E. Gherman și D. Demetrescu, *Cercetări geologice în regiunea Lucina-Moldovița*, Raport, Arh. Com. geol., 1957.

[2] După descriere și modul de prezentare pe harta amintită, acestea par să reprezinte doggerul, figurat de E. Gherman.

sinclinalului. Pe dreapta văii, chiar în marginea drumului, este deschisă o mică carieră pe o înălțime de 10—12 m. Acesta este locul care a fost supus observațiilor atente și care a oferit posibilitatea de a se obține noi date asupra jurasicului mediu și superior din această regiune. În continuare spre amonte, se dezvoltă rocile carbonatate cu înclinări spre

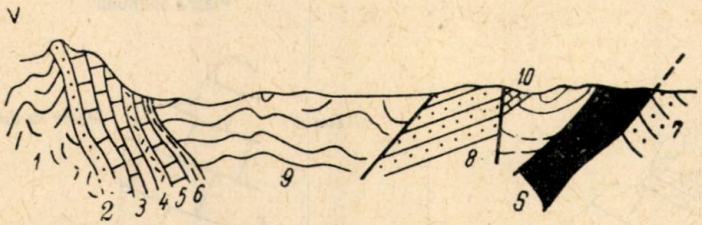


Fig. 1. — Profil pe valea Tătarca.

1, Șisturi cristaline; *2*, conglomerate; *3*, dolomite; *4*, calcare detritice și brecii; *5*, calcare; *6*, jaspuri; *7*, depozite de fliș; *8*, gresii în plăci; *9*, șisturi argiloase; *10*, calcare noduloase; *s*, serpentinite.

est, avînd în bază conglomeratele cuarțitice, care stau la rîndul lor pe șisturile cristaline.

Revenind la cariera amintită, profilul acesteia arată următoarea succesiune (fig. 2):

La partea superioară, în deschidere, apar pe o grosime de 1 m roci silicioase (jaspuri roșii) de tipul acelora care se întîlnesc mai în toată regiunea. Sub acestea urmează pe o grosime de 5—6 m calcare de culoare deschisă, cu aspect masiv. Spre partea inferioară trec la calcare cu aspect brecios, ajungînd chiar la gresii calcaroase sau microconglomerate de culoare roșiatică pînă la brună. Grosimea acestora în deschidere este de 3—4 m. La microscop se observă că sînt calcare organogene în care apar zone pigmentate cu oxizi și zone complet nepigmentate. Printre resturile organice se semnalează alge, entroce de crinoizi și foraminifere. Alături de calcare se întîlnesc gresii organogene cu foraminifere și resturi de briozoare în care apar foarte sporadic oolite și pseudo-oolite.

Depozitele detritice descrise în carieră se întind și pe stînga văii, căpătînd chiar o dezvoltare mai mare. Aici apar calcare detritice, gresii calcaroase și conglomerate mărunte. Atît în cariera de pe dreapta văii, cît și în gresiile din stînga văii s-au găsit următoarele forme fosile (pl. I):

Entolium demissum Phil.
Entolium spathulatus Roemer
Entolium aff. *renevieri* Oppel
Camptonectes lens Sow.
Chlamys sp.
Pecten sp.
Terebratula sp.
Pseudomonotis sp.
Koninkina sp.
Belemnites sp.
Rhynchonella sp.

De asemenea au fost identificați ammoniți a căror determinare nu a fost posibilă.

Asociația menționată demonstrează că depozitele care o conțin aparțin doggerului.

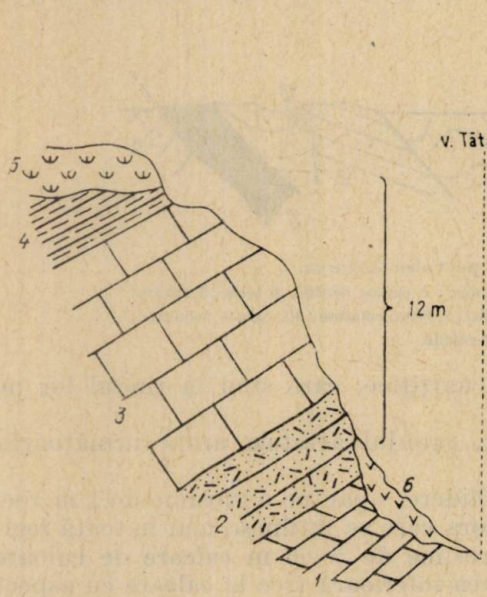


Fig. 2. — Profil în cariera de pe Tătarca.
1, Dolomite; *2*, calcare detritice și brecii; *3*, calcare masive; *4*, jaspuri; *5*, sol; *6*, grohotiș.

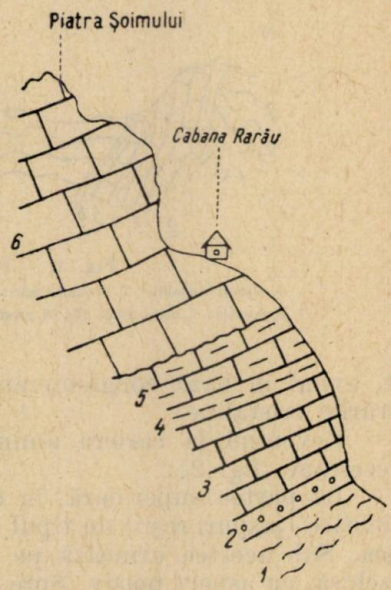


Fig. 3. — Profil la Izvorul Rece.
1, Șisturi cristaline; *2*, conglomerate; *3*, dolomite; *4*, jaspuri; *5*, calcare cu accidente silicioase; *6*, calcare masive.

Calcarele și depozitele detritice care apar pe valea Tătarca se continuă mai departe spre nord pe culmea dintre pîrîul Tătarca și pîrîul Deremoxa, unde, de sub jaspurile roșii, apar aceleași depozite conținînd și aici exemplare de *Entolium*.

La nord de pîrîul Lucava gresii calcaroase roșii cu *Entolium*, pecteni și belemniți se găsesc pe versantul estic al vîrfului Știrbu, ocupînd aceeași poziție stratigrafică. În rîndul acestora trebuie considerate calcarele spatice și calcarele detritice organigene cu plăci de echinizi și foraminifere care se întîlnesc deasupra dolomitelor, la extremitatea sudică a sinclinalului (vest de Ostra), în Bîtca Oblînc și pe toată culmea pînă la vîrful Tarnița. Acestea, ca și pe valea Tătarca, suportă jaspuri roșii.

Din cele arătate pînă acum rezultă că depozitele calcaroase detritice care aparțin doggerului se dispun direct peste dolomite de vîrstă triasic inferior-mediu, de unde rezultă caracterul net transgresiv al acestora.

În ceea ce privește poziția jaspurilor roșii din cariera de pe pîrîul Tătarca, aceasta ar părea să vie în sprijinul ideii lui Th. Kräutner, numai că autorul menționat demonstrase vîrsta jurasică a jaspurilor pe

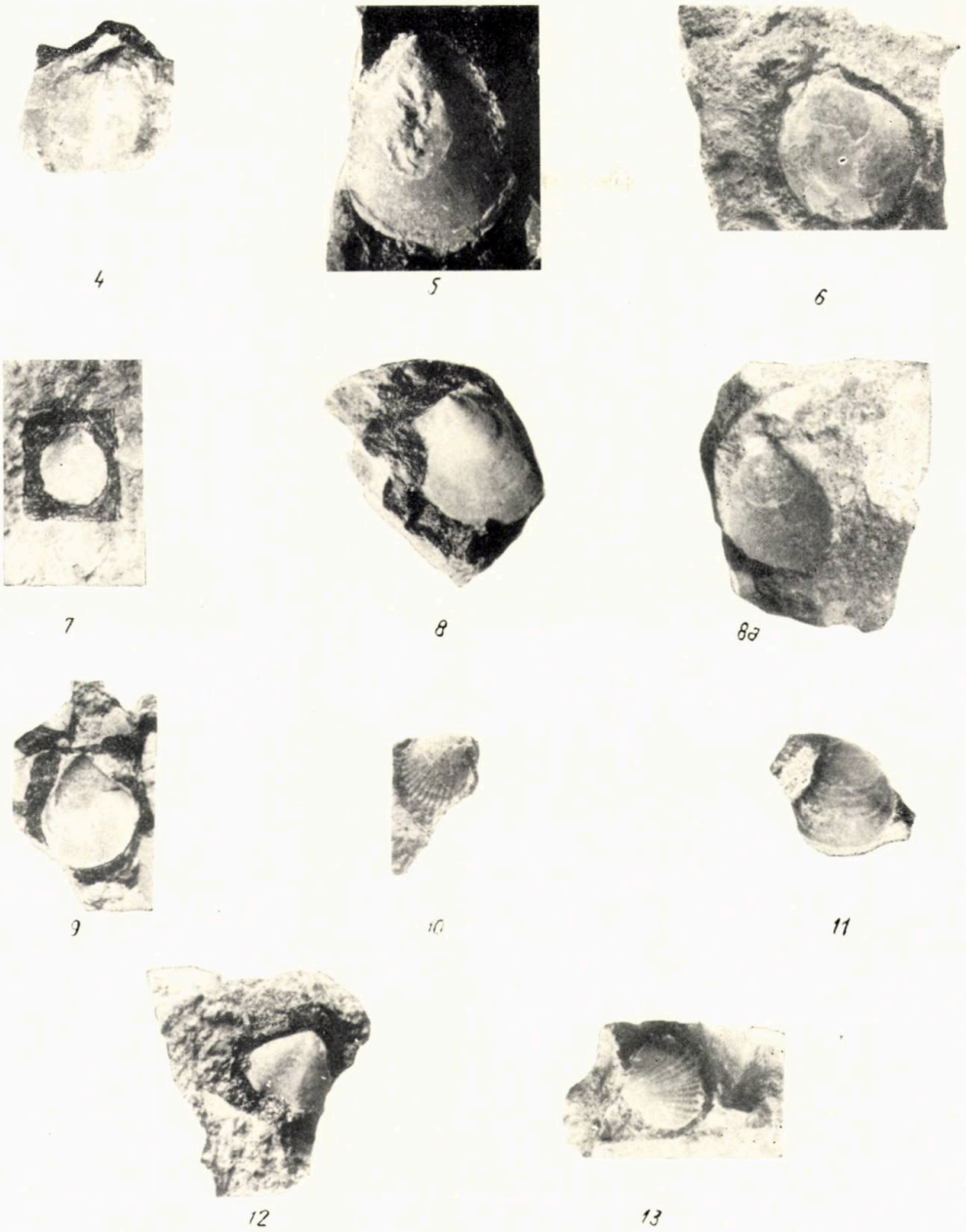


Fig. 4 și 5. — *Entolium demissum* Phil. Fig. 6. — *Entolium spathulatus* Roemer. Fig. 7. — *Entolium* aff. *renevieri* Oppel. Fig. 8. — *Camptonectes lens* Sow.; *a*, impresiunea negativă. Fig. 9. — *Chlamys* sp. Fig. 10. — *Pecten* sp. Fig. 11. — *Terebratula* sp. Fig. 12. — *Koninkina* sp. Fig. 13. — *Rhynchonella* sp.

baza observațiilor făcute în Masivul Rarău, unde de fapt situația este alta. Într-adevăr, pe viroaga ce coboară de la cabana turistică spre drumul Chiril pe la Izvorul Rece, succesiunea se prezintă astfel (fig. 3): în bază, peste șisturile cristaline urmează conglomerate cuarțitice, suportînd la rîndul lor dolomitele. Chiar la Izvorul Rece peste dolomite urmează jaspuri, unele de culoare vînătă, altele cu o tentă mai roșiatică, avînd deasupra calcare de culoare închisă, cu accidente silicioase, de tipul celor care se întîlnesc în Popchii Rarăului și în care s-au găsit daonele [3]. În continuare pe profilul de la Izvorul Rece urmează calcare masive.

Jaspuri de tipul celor de la Izvorul Rece se întîlnesc sub formă de fragmente printre blocurile de calcare de la sud de Pietrele Doamnei și în continuare apar ca o bandă neîntreruptă de sub tot șirul de înălțimi dintre Pietrele Doamnei și Piatra Zimbrului, ajungînd cu mici întreruperi pînă la șeaua dintre vîrful Rarău și Popchii Rarăului. Apar de asemenea și pe versantul nord-estic al Culmii Popchii Rarăului.

Așadar jaspurile de la Izvorul Rece stau pe dolomite și suportă calcare cu accidente silicioase de vîrstă triasică, în timp ce pe valea Tătarca jaspurile roșii stau pe depozite aparținînd doggerului, de unde rezultă vîrsta lor jurasică, probabil caloviană sau chiar oxfordiană.

La observațiile anterioare trebuie adăugat faptul că în diverse puncte, ca pe valea Tătarca și pe Pîrîul Cailor, s-au observat jaspuri asociate cu diabaze, diabaze care pe alocuri (Valea Măceșului la nord de Sadova) remaniază calcare triasice fosilifere, printre care calcare roșii cu *Monotis salinaria* Broun și *Placites myophorum* Mojs., precum și calcare albe cu *Placites polydactylus* Mojs. și numeroase brachiopode, lamellibranchiate, gasteropode etc., ce indică o vîrstă noriană. Așadar diabazele sînt post-triasice, mai exact cretacice, iar jaspurile asociate lor au aceeași vîrstă.

În concluzie, din observațiile menționate rezultă că:

a) în sinclinalul Rarăului doggerul este în loc, marcînd o transgresiune importantă și începutul unui nou ciclu de sedimentare;

b) jaspurile care anterior erau considerate triasice aparțin în bună parte jurasicului;

c) pe lîngă jaspurile jurasice care au răspîndirea cea mai mare, se întîlnesc jaspuri de vîrstă triasică, precum și jaspuri de vîrstă cretacică.

Similitudinea litologică și pozițiile variate în care apar fac dificilă separarea lor cartografică.

BIBLIOGRAFIE

1. Athanasiu S., *Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Karpathen*, Verh. d. Geol. R.A. Wien, 1899.
2. Băncilă I. și Papiu V., *Jaspurile triasice de la Pojorîta*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de științe biologice, agronomice, geologice și geografice, 1953, **V**, *4*.
3. Jekelius E., *Der mittlere und obere Jura im Gebiet des Hăghimașul Mare in Siebenbürgen*, Bull. Sect. Sci. Acad. Roum., 1922, **VII**.

[3] V. Mutihac, *Cercetări geologice în sinclinalul Rarăului*, Raport, Arh. Inst. geol., 1963.

4. Krăutner Th., *Geologische Untersuchungen in der mesozoischen Randmulde der Bukowina mit besonderer Berücksichtigung des Rarău-Gebietes*, An. Inst. geol. Rom., 1929, **XIV**.
5. Ilie M., *Cercetări geologice în regiunea Rarău — Cîmpulung Moldovenesc — Pîrîul Cailor*, An. Com. geol., 1957, **XXX**.
6. Mojsisovics E., *Über einige neue Funde von Fossilien in den Ostkarpathen*, Verh. d.k.k.R.A., Wien, 1879.
7. Mutihac V. şi Mirăuţă Elena, *Observaţiuni asupra Triasicului din Rarău*, Dări de seamă Com. geol., 1963, **LI**.
8. Paul M. C., *Grundzüge der Geologie der Bukowina*, Jahrb. Geol. R. A., 1876, **XXVI**.
9. Uhlig V., *Über die Beziehung der südlichen Klippenzüge zu den Ostkarpathen*, Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss. Naturw. Kl., 1897, **106**.

Institutul geologic al Comitetului geologic.

Primită în redacţie la 19 ianuarie 1965.

ASUPRA PREZENȚEI UNOR SEPTARII ÎN BAZINUL HAȚEG

DE

G. MĂRGĂRIT și MARIA MĂRGĂRIT

55 (05)

În această lucrare autorii descriu septariile întîlnite în depozitele paleogene din Bazinul Haţeg, după care prezintă sumar geneza şi importanţa lor stratigrafică. Se ajunge la concluzia că pe baza septariilor se pot face paralelizări de ordin stratigrafic, mai ales în depozitele lipsite de faună. Astfel, autorii consideră depozitele atribuite paleogenului de vîrstă oligocenă.

GENERALITĂȚI

În unele depozite sedimentare, în general marnoase sau argiloase, se întîlnesc uneori şi formaţiuni secundare, printre care amintim concreţiunile.

Concreţiunile, forme de acumulare a unor materii minerale în jurul unui nucleu, sînt în general sferice, sferoidale, discoidale, mai rar neregulate şi de diferite mărimi.

Constituenţii minerali ai concreţiunilor sînt în mod obişnuit silicea, calcitul şi oxizii de fier, care joacă rol de ciment. Substanţele din care sînt alcătuite concreţiunile au fost colectate din roca înconjurătoare şi redepuse în jurul unor nuclee.

Din grupa mare a concreţiunilor fac parte şi septariile, care reprezintă un caz particular, alături de altele de acest gen, denumite antraconit şi bile de cărbuni (3).

În cele ce urmează ne vom ocupa de septariile culese din depozitele paleogene de la V de localitatea Haţeg, pe valea Crăguiş. Acestea sînt cantonate în argile slab nisipoase, de culoare cenuşie-albăstrie pătate în cafeniu-roşcat, într-un nivel de 1 m grosime situat la aproximativ 30—40 m mai jos de limita cu depozitele tortoniene.

Septariile se caracterizează printr-o serie de vine radiare, mai largi spre centru şi mai înguste spre periferie, constituite din calcit. Vinele

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie, t. 10 nr. 1 p. 253—256 Bucureşti 1965

de calcit nu se dezvoltă întotdeauna pînă la marginea septariei, uneori observîndu-se în interiorul lor forme variate, cu aspect de pereţi despărţitori sau septe — de unde şi denumirea de septarii — care împart forma în mai multe loje (fig. 1).

Pe suprafaţa celor mai multe septarii se observă mici ridicături ca nişte nodozităţi de formă circulară, avînd diametrul de maxim 5 mm, alcătuite din acelaşi material ca şi matricea şi care sînt lipsite de o structură proprie (fig. 2). Unii autori (1), (5) menţionează faptul că unele septarii sînt înconjurate de o crustă con în con, lucru pe care nu l-am putut recunoaşte la exemplarele întîlnite de noi.

Forma septariilor este în general sferică, mai rar subsferică şi foarte rar neregulată. În acest ultim caz forma rezultă din fuzionarea a doi indivizi (fig. 2).

Mărimea septariilor întîlnite variază între limite nu prea largi, de la 4 la 10 cm diametru, frecvente fiind formele mari.

Septariile pot fi erodate şi transportate împreună cu roca-gazdă. În astfel de condiţii, putem întîlni sistemul de crăpături eliberat complet de materialul aderent. Asemenea structuri au fost denumite *Melikaria* (5). Noi am întîlnit exemplare de *Melikaria*, dar acestea au rezultat în alt mod. Nivelul cu septarii fiind situat chiar în patul văii, apele de scurgere care se formează în timpul precipitaţiilor abundente au spălat materialul marnos-argilos care înconjura nodulul septarian mai puţin rezistent la eroziune, rămînînd doar scheletul calcitic, care nu este altceva decît *Melikaria*. Aşa se explică de ce nu întîlnim astfel de structuri şi pe versanţi. Aceste forme datorită modului de prezentare, mai ales al exteriorului, seamănă foarte mult cu formaţiuni de natură organică, şi anume cu nişte vertebre (fig. 3). Cercetate mai amănunţit, observăm totuşi că nu se pot confunda cu acestea, în primul rînd pentru că nu au o structură care să trădeze natura organică, nu au o structură osoasă sau spongioasă. Trebuie să mai menţionăm faptul că la formele de *Melikaria* găsite de noi se remarcă tendinţa generală de dezvoltare pentaradiară a septelor.

Matricea septariilor este marno-argiloasă, iar structura acesteia greu de definit. La mai toate exemplarele se pot recunoaşte două sau mai multe zone concentrice, zone care pe măsură ce ne apropiem de centrul septariei sînt din ce în ce mai greu de deosebit sau imposibil. Pe de altă parte însă, de obicei la prima sau cel mult şi la a doua zonă, se poate observa şi cu ochiul liber o structură radiară.

GENEZA

Începînd cu primele decade ale secolului al XX-lea, geneza este problema care a preocupat pe mulţi cercetători. Rezultatele acestora au fost diferite în aceste perioade şi numai pe măsura înaintării în timp s-au dat explicaţii din ce în ce mai plauzibile.

Se admite că formarea septariilor presupune formarea unui corp de gel aluminos, întărirea exteriorului, deshidratarea interiorului, formarea

Fig. 1. — Secţiune printr-o septarie la care se observă şi fisurile pe care au circulat soluţiile minerale.

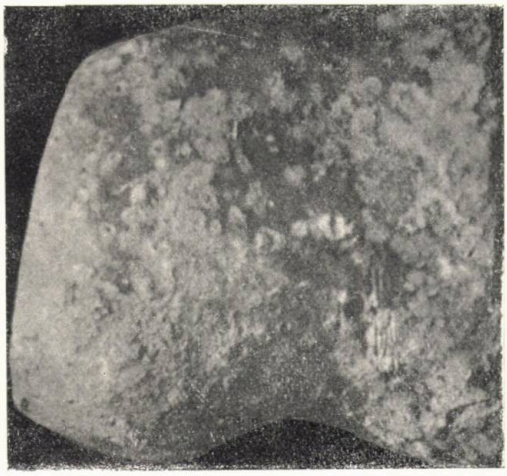


Fig. 2. — Septarie provenită prin fuzionarea a doi indivizi, şlefuită bilateral.

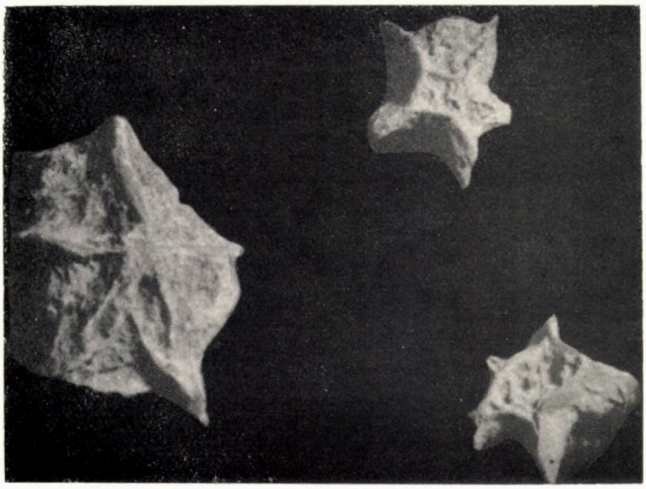


Fig. 3. — Exemplare de *Melikaria*.

de crăpături cu nodulul caracteristic, umplerea parțială sau completă a crăpăturilor cu materie minerală precipitată, producîndu-se rețeaua de vine a nodulului (5).

Formarea unui corp de gel aluminos este mecanismul cel mai dificil de explicat și nu este lămurit pe deplin nici astăzi. Amintim numai faptul că, în afară de rolul pe care-l au diferiți factori exteriori ca temperatura, lumina, electricitatea, substanțele străine etc., o mare importanță o are pH-ul solului. Nu vom insista asupra celorlalte stadii de dezvoltare a septariilor și vom trece la altă problemă, și anume referitoare la formarea lor în timp, adică dacă sînt formațiuni singenetice, diagenetice sau epigenetice. Unii cercetători consideră septariile ca fiind formațiuni diagenetice, pe motivul că, pe de o parte, ele străpung într-o oarecare măsură stratificația rocii-gazdă, iar pe de altă parte stratificația le mulează parțial. L. B. Ruhin (6), în tabelul privind clasificarea concrețiunilor, trece septariile ca fiind frecvent diagenetice și uneori singenetice. Noi, avînd în vedere faptele existente pe teren, le considerăm singenetice, în primul rînd pe motivul că septariile nu au forma cîtuși de puțin aplatisată, iar în al doilea rînd pentru că nici roca-gazdă nu este stratificată și deci nu se pot observa relațiile dintre corpurile septariene și stratificație. Diagenetice ar fi numai stadiile în care se formează crăpăturile și cele de umplere cu CO_3Ca. Astfel stînd lucrurile, ar fi mai corect să spunem că septariile încep să se dezvolte singenetic și le găsim complet formate diagenetic sau chiar epigenetic.

IMPORTANȚA STRATIGRAFICĂ

Așa cum s-a arătat, septariile sînt dispuse în lungul aceluiași nivel litologic, în cazul nostru într-o formațiune argiloasă. Ele se găsesc mai rar în diatomite sau gresii (1).

Asemenea formațiuni se întîlnesc în nordul R.D.G. și R.F.G., unde peste argilele vinete-albăstrui cu chihlimbar, reprezentînd primul etaj al oligocenului, urmează transgresiv rupelianul, alcătuit din argile albastre cu septarii („Septarienton") (2).

De asemenea, în bazinul Maienței și în grabbenul Rinului peste oligocenul inferior urmează argile cu septarii, reprezentînd tot rupelianul (2).

La noi în țară sînt citate septarii de către S. Pauliuc în orizonturile marnoase ale gresiei de Tarcău din flișul văii Buzăului, unde ating 50 cm diametru. De asemenea, s-au mai întîlnit în oligocen, în faciesul stratelor de Pucioasa.

Plecînd de la faptul că diverse tipuri de concrețiuni se găsesc în diferite formațiuni geologice, pe care le și caracterizează, tot astfel și septariile pot caracteriza anumite depozite și deci pot servi la paralelizări de ordin stratigrafic, mai ales în cazul în care lipsesc argumentele de ordin paleontologic.

În tot Bazinul Hațeg, peste diverși termeni ai cretacicului superior sau peste cristalin, urmează o serie de depozite continental-lacustre, repre-

zentate printr-o alternanţă neregulată de pietrişuri, conglomerate, brecii şi gresii, care au în general o culoare roşie-violacee. La partea lor superioară, la V de localitatea Haţeg, urmează marno-argile vineţii-albăstrui-roşcate şi peste acestea depozitele tortoniene transgresive şi fosilifere.

Fiind lipsite de fosile, aceste depozite au fost şi sînt considerate ca o serie comprehensivă, aparţinînd paleogenului. Aceleaşi depozite, sau o parte dintre ele, în bazinele învecinate sînt pe cale de a fi trecute la tortonian inferior. De fapt, fiind primele depozite care se găsesc peste cristalin în bazinele respective, pot fi atribuite şi altor vîrste mai vechi, inclusiv tortonianului inferior, peste ele urmînd tortonianul mediu fosilifer.

În cazul la care ne referim, mai plauzibil este de a considera depozitele continental-lacustre, aşa după cum am mai amintit, ca reprezentînd o serie comprehensivă, care poate cuprinde cel mult helveţianul, mai ales că din punct de vedere facial partea superioară a acestora seamănă cu helveţianul regiunilor subcarpatice. Însă, avînd în vedere faptul că nivelele cu septarii au fost întîlnite în cele mai multe cazuri în depozite oligocene şi mai rar în cele eocene, putem spune că depozitele paleogene din Bazinul Haţeg pot reprezenta probabil prin partea lor superioară şi oligocenul.

O dovadă în plus că aceste depozite nu pot fi considerate tortoniene este şi faptul că în bazinul Streiului A. Zberea a găsit în depozite asemănătoare blocuri de greso-calcare cu fosile eocene. Acest lucru întăreşte cele amintite mai sus, că seria depozitelor roşii este de vîrstă paleogenă, iar partea superioară a acestora poate fi considerată ca oligocen.

BIBLIOGRAFIE

1. Lombard A., *Géologie sédimentaire (Les séries marines)*, Paris, 1956.
2. Macovei G., *Geologia stratigrafică*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1954.
3. Наливкин Д. В., *Учение о фациях*, Изд. Акад, наук СССР, Москва—Ленинград, 1933.
4. Papiu V. C., *Petrografia rocelor sedimentare*, Edit. de stat, Bucureşti, 1960.
5. Pettijohn F. J., *Sedimentary rocks*, New York, 1956.
6. Рухин Л. Б. *Основы литологии*, Москва-Ленинград, 1953.
7. Ruţkov A. P., *Chimie coloidală*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1960.

Întreprinderea de prospecţiuni şi laboratoare a Comitetului geologic.

Primită la redacţie la 7 iulie 1964.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL FAUNEI DE GASTEROPODE OLIGOCENE DIN ORIZONTUL MARNO-ȘISTOS FOSILIFER DE LA SÎNPAUL (NORD-VESTUL TRANSILVANIEI)

DE

V. MOISESCU

55 (05)

În lucrarea de față se descriu două specii noi de *Brotia* care provin din orizontul marno-șistos fosilifer, echivalentul părții inferioare a stratelor de Cetate de la Cluj.

Aceste specii au o talie mică pînă la 10 mm lungime și sînt constituite dintr-un număr de 6—8 ture de spiră. Ornamentația se reliefează prin existența unor cordoane spirale și coaste radiare cu noduli la intersecția lor (ca la specia *B. transylvanica*) sau cordoane spirale slab vizibile și striuri de creștere fără noduli la intersecție (ca la *B. tenuistriata*).

Fauna de gasteropode din oligocenul superior (strate cu cirene) din nord-vestul Transilvaniei este relativ săracă.

În afară de *Melanopsis hantkeni* Hofmann (1), (2), (5), *Pirenella plicata* Brug.[1], *Brotia* (*Tinnyea*) *escheri escheri* Brongniart (2), (5), (6), *Brotia* (*Tinnyea*) *escheri grossecostata* (Klein)[2] (5), *Hippeutis* (*Menetus*) sp. (aff. *Planorbis hemistoma* Sowerby) (5), *Theodoxus* sp., *Brotia escheri bicincta* (Sandberger) (9), *Hydrobia elongata elongata* (Faujas) (5), *Hydrobia* sp., *Stenothyrella lubricella* (Sandberger) (5), nu s-au mai citat și alte gasteropode pînă în prezent.

În probele paleontologice colectate din punctul fosilifer de la Dealul Tarmoc (fig. 1), ne-au atras atenția în mod deosebit ornamentația diferită și talia numeroaselor exemplare de *Brotia*.

Examinînd aceste exemplare, am constatat că este vorba de existența cîtorva specii noi, dintre care două fac obiectul lucrării de față.

[1] Gh. Voicu, *Raport geologic de cartare asupra cîmpului I Tămașa—Șorecani*, M.I.G., București, 1955.

[2] D. Patrulius, *Fauna stratelor de Tic din regiunea Tic și Tămașa, nord-vestul Transilvaniei*, M.I.G., București, 1958.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 10 nr. 1 p. 257—263 București 1965

Aceste specii formează fie lumașele exclusiv din *Brotia*, fie asociate cu o faună salmastră alcătuită din : *Cyrena* (*Cyrena*) *convexa* (Brongniart), *Aloidis* (*Lentidium*) *triangula* Nyst, *Congeria basteroti* (Deshayes), *Melanopsis hantkeni* Hofmann, *Alasmidonta* (*Vanderschaliea*) sp., *Cardium* sp.

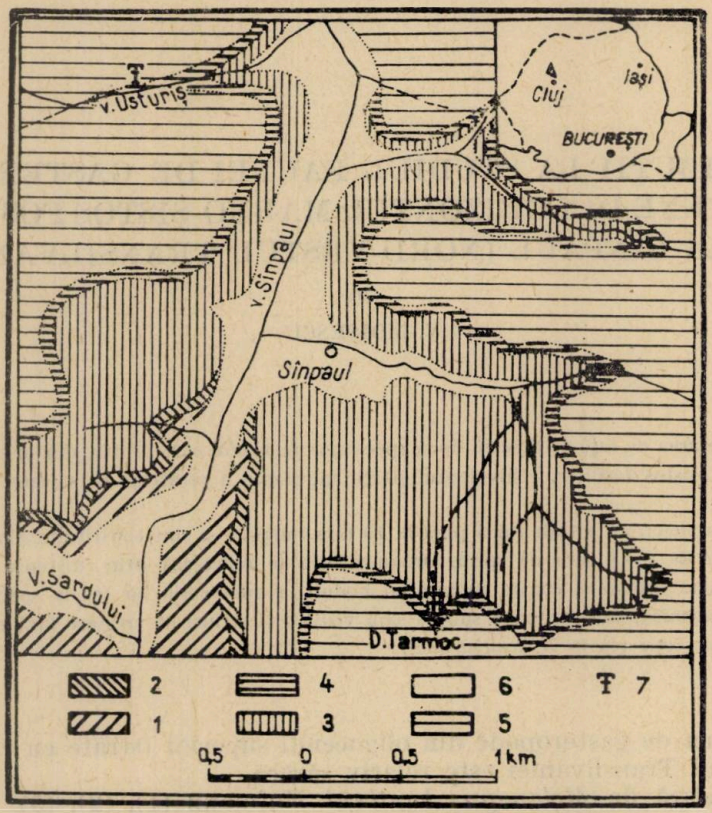


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Sînpaul cu punctele fosilifere din care s-au colectat exemplare de *Brotia*.

1, Marne cu briozoare ; *2*, strate de Mera ; *3*, strate de Ticu ; *4*, orizontul marno-șistos fosilifer și strate de Cetate ; *5*, strate de Zimbor — Sînmihai ; *6*, aluviuni ; *7*, punct fosilifer.

(aff. *Trachycardium pallasianum* Basterot), *Planorbis* sp. (aff. *P. cornu* Brongniart).

★

Succesiunea depozitelor în care apar speciile noi de *Brotia* de la Sînpaul este următoarea (de jos în sus) (fig. 2) [3] :

1. Marne nisipoase cenușii-albăstrui, slab fosilifere cu *Cyrena* (*Cyrena*) *convexa* (Brongniart), *Aloidis* (*Lentidium*) *triangula* Nyst, *Congeria basteroti* (Deshayes) . . . . . 1,70 m

[3] Descrierea succesiunii litologice din text se poate urmări pe coloana litologică din figura 2, prin aceleași cifre 1, 2, 3,... înscrise în dreapta coloanei.

2. Argile marnoase cenușii nisipoase cu *Brotia* (*Tinnyea*) *transylvanica* n. sp., *Brotia* (*Tinnyea*) *tenuistriata* n. sp., *Brotia* (*Tinnyea*) sp. (lumașel) . . . 0,20 m
3. Marne albicioase cu *Congeria* sp. (aff. *C. basteroti* (Deshayes)) și exemplare rare de *Melanopsis* de talie mică . . . . . 0,07 m
4. Marne nisipoase slab micacee, cenușii-albăstrui, cu *Unio* sp. și rare exemplare de planorbide mari de tipul *Planorbis cornu* Brongniart . . . . . 0,35 m
5. Lumașel cu *Unio* sp., *Aloidis* (*Lentidium*) *triangula* Nyst, *Brotia* (*Tinnyea*) *transylvanica* n. sp., *Brotia* (*Tinnyea*) *tenuistriata* n. sp. . . . . 0,04 m
6. Nisipuri marnoase cenușii-albăstrui cu intercalații subțiri lumașelice (de 0,05 m grosime) de *Aloidis* (*Lentidium*) *triangula* Nyst . . . . . 0,25 m
7. Marne șistoase verzui cu *Unio* sp. și rare exemplare de *Cyrena* . . . . 0,20 m
8. Marne șistoase negricioase . . . . . 0,25 m
9. Lumașel cu *Congeria* sp. . . . . 0,10 m
10. Marne șistoase negricioase . . . . . 0,25 m
11. Marne albicioase cu *Unio* și *Aloidis* . . . . 0,06 m
12. Cărbune șistos . . 0,07 m
13. Nisipuri gălbui - roșietice, slab marnoase, cu exemplare rare de *Aloidis* . . 0,30 m
14. Lumașel calcaros dur, albicios, cu *Aloidis*, *Cyrena*, *Cardium*, *Congeria*, *Unio* și *Melanopsis* . . . . . 1,15 m
15. Marne nisipoase cenușii nefosilifere . . . . . 0,35 m

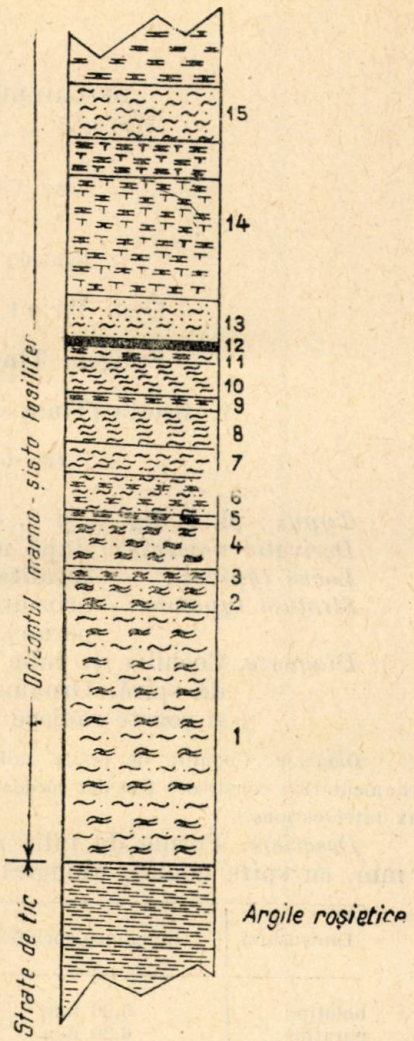


Fig. 2. — Coloana litologică cu depozitele care conțin faună de *Brotia*.

Succesiunea se continuă cu stratele de Cetate, alcătuită din alternanțe de marne și nisipuri pe circa 10 m grosime, și conține intercalații lumașelice cu *Aloidis*, *Congeria*, *Cardium*, *Cyrena*.

Unele din speciile noi de *Brotia* (ca de pildă *Brotia* (*Tinnyea*) *transylvanica*) le-am observat și pe valea Berecoaia la Mera, în baza orizontului marno-șistos fosilifer.

DESCRIERE PALEONTOLOGICĂ

Fam. **CERITHIDAE**

Subfam. **MELANATRINAE**

Gen. **Brotia** H. Adams, 1866

Subgen. **Tinnyea** Hantken, 1887

1. **Brotia (Tinnyea) transylvanica** n. sp.

(Pl. I, fig. 3 și 3, *a*)

Typus : pl. I, fig. 3 și 3, *a*.
Derivatio nominis : după numele Bazinului Transilvaniei.
Locus typicus : localitatea Sînpaul, la 20 km nord-vest de Cluj.
Stratum typicum : orizontul marno-șistos fosilifer (oligocen superior).
Diagnoza. Cochilia de talie mică, cu spira conică, avînd 6—8 ture de spiră. Ornamentația constituită din cordoane spirale și coaste radiare cu noduli la intersecții.

Diagnose. Coquille de petite taille, à spire conique, ayant 6—8 tours de spire. Ornamentation constituée par des cordons spiraux et des côtes radiaires, avec des nodules aux intersections.

Descriere. Forme de talie mică, cu lungimea cochiliei între 3,6 și 7 mm, cu spira conică, alungită.

Dimensiuni	Lungimea cochiliei	Grosimea ultimului tur de spiră	Unghiul apical
holotip :	5,20 mm	2,20 mm	23°
paratipi :	6,20 mm	2,40 mm	24°
	4,70 mm	2,00 mm	24°

Cochilia prezintă un număr de 7 ture de spiră. Acestea sînt prevăzute cu o carenă, care la unele exemplare este vizibilă pînă la penultimul tur dinspre apex și ondulată datorită coastelor axiale.

Partea din turul de spiră situată sub carenă este convexă, cu cădere mai accentuată spre linia de sutură, iar partea de deasupra carenei — ușor concavă, cu cădere mai puțin accentuată către sutura turului precedent.

Carena este situată ceva mai jos de jumătatea turului de spiră. Sutura uşor excavată ; apex nu prea ascuţit. Suprafaţa turelor de spiră este prevăzută cu un cordon spiral sub carenă, care prezintă mici noduli la intersecţia cu coastele radiare, şi un cordon format de îngroşarea marginii inferioare a turului, fără noduli şi mai subţire. Deasupra carenei, se observă două cordoane spirale cu noduli, primul fiind foarte apropiat de cordonul spiral care marchează carena, iar cel de-al doilea de marginea superioară a turului.

Ultimul tur de spiră ocupă circa 1/3 din lungimea cochiliei şi este prevăzut cu 4—5 cordoane spirale subţiri sub carenă şi trei deasupra acesteia. Exceptînd primele trei ture de spiră pe care nu se prea observă ornamentaţia, celelalte ture au coastele axiale pronunţate, arcuite, mai ales în partea de deasupra carenei şi în număr de 6—8 pe jumătate de tur.

Coastele axiale de pe ultimul tur de spiră suferă o inflexiune şi converg spre jumătatea marginii columelare.

Apertura, ovală, se îngustează puţin spre partea superioară. Marginea columelară, arcuită, are o demarcaţie netă în raport cu baza ultimului tur. Peristomul holostom, cu labrumul mai subţire, se ascute spre partea superioară.

Raporturi şi deosebiri. Specia descrisă se aseamănă cu *Brotia* (*Tinnyea*) *escheri grossecostata* (Klein), W. Wenz ((10), p. 687, fig. 1975 a), F. Sandberger ((8), p. 572, pl. XXVIII, fig. 14 a, 14 b), A. Loccard ((4), p. 172, pl. IX, fig. 14 = *Melania escheri* var. *aquitanica*).

Asemănarea constă în prezenţa carenei ondulate, a cordoanelor spirale, precum şi a dispoziţiei coastelor axiale. Se deosebeşte însă prin talia care este incomparabil mai mică, turele de spiră în număr de şase uneori şapte, coastele axiale mai rare pe jumătate de tur şi un unghi apical care depăşeşte 20° la *Brotia transylvanica*.

În ceea ce priveşte talia, specia descrisă se aseamănă cu *Melania muricata* Wood., Sandberger ((8), p. 263, pl. XV, fig. 5, 5 a ; pl. XX, fig. 6, 6 a), *Melania fasciata* Sow. ((8), p. 264, pl. XV, fig. 6, 6 a) şi *Melania nystii* Duchastel ((8), p. 313, pl. XX, fig. 8, 8 a şi 9, 9 a) din eocenul superior-oligocenul mediu.

O serie de însuşiri legate de ornamentaţie, de forma aperturii şi a apexului le deosebeşte net de *Brotia transylvanica*.

Cel mai de seamă dintre aceste caractere este acela că, pe cînd la speciile menţionate mai sus porţiunea din turul de spiră cuprinsă între carenă şi sutura de deasupra are o cădere mai abruptă spre această sutură, la *Brotia transylvanica*, ca de altfel şi la celelalte forme descrise mai jos, această cădere este treptată, prezentînd uneori o uşoară excavaţie.

2. **Brotia (Tinnyea) tenuistriata** n. sp.

(Pl. I, fig. 4 şi 4, *a*)

Typus : pl. I, fig. 4 şi 4, *a*.
Derivatio nominis : după ornamentaţia cu striuri subţiri.

Locus typicus : localitatea Sînpaul, la 20 km nord-vest de Cluj — Transilvania.

Stratum typicum : orizontul marno-şistos fosilifer (oligocen superior).

Diagnoza. Cochilia de talie mică, cu spira conică, avînd 7—8 ture de spiră. Ornamentaţia constituită din cordoane spirale slab vizibile şi striuri de creştere fine, fără noduli la intersecţii.

Diagnose. Coquille de petite taille, à spire conique, ayant 7—8 tours de spire. Ornamentation constituée par des cordons spiraux à peine visibles et des stries d'accroissement très fines, sans nodules aux intersections.

Descriere. Formă de talie mică, pînă la 10 mm lungime, cu spira conic-alungită formată din 7—8 ture.

Dimensiuni	Lungimea cochiliei	Grosimea ultimului tur de spiră	Unghiul apical
holotip :	9,90 mm	3,20 mm	24°
paratipi :	8,30 mm	3,30 mm	27°
	7,10 mm	2,50 mm	25°
	7,40 mm	2,50 mm	26°
	6,20 mm	2,10 mm	25°
	6,10 mm	2,20 mm	27°

Cochilia este ceva mai mare decît a speciei anterioare. Turele de spiră sînt prevăzute cu o ornamentaţie mai puţin evidentă, cu o carenă abia vizibilă, mai pronunţată pe ultimul dintre acestea.

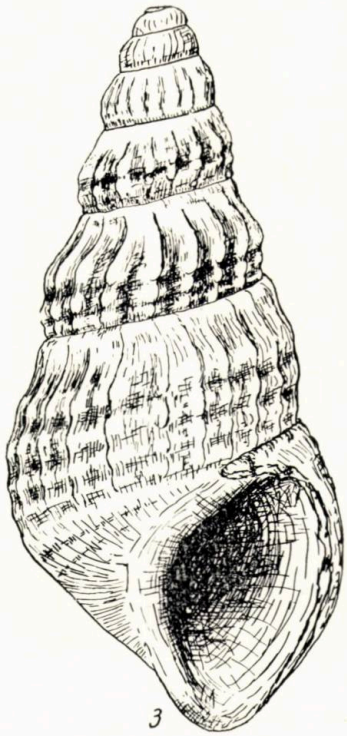
Apexul nu este ascuţit ; sutura apare accentuată. Pe fiecare tur de spiră există cîte trei cordoane spirale sub carenă şi trei deasupra acesteia. Un cordon spiral de-al doilea ordin se observă în imediata învecinătate a suturii, format prin îngroşarea marginii inferioare a turului.

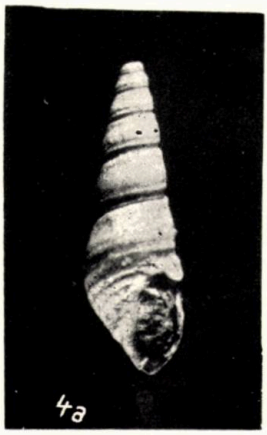
Pe ultimul tur de spiră ce ocupă 1/3 din lungimea cochiliei, se observă 5 cordoane spirale care converg la jumătatea marginii columelare. Striurile axiale fine, abia vizibile, în număr de circa 14—16 pe jumătate de tur şi arcuite, nu formează noduli la intersecţia cu cordoanele spirale.

Apertura, ovală, se îngustează spre partea superioară. Peristom continuu, cu marginea columelară puţin îngroşată şi distinctă de baza ultimului tur. Buza externă, foarte subţire, de obicei nu se păstrează.

Raporturi şi deosebiri. Specia *Brotia* (*Tinnyea*) *tenuistriata* se aseamănă în ceea ce priveşte mărimea cochiliei cu *Melania fasciata* Sow. ((8), p. 264, pl. XV, fig. 6, 6 a). Asemănările se referă şi la ornamentaţia externă, care este mai puţin evidentă, acelaşi număr de cordoane spirale pe ultimul tur de spiră şi aceeaşi conformaţie a aperturii.

Deosebirea constă în numărul de ture care la *Brotia tenuistriata* este mai mic, iar apexul mai puţin ascuţit. Striurile longitudinale sînt mai accentuate la *Melania fasciata* şi cordoanele spirale mai puţin reliefate. În vecinătatea suturii *Brotia tenuistriata* prezintă un cordon spiral de





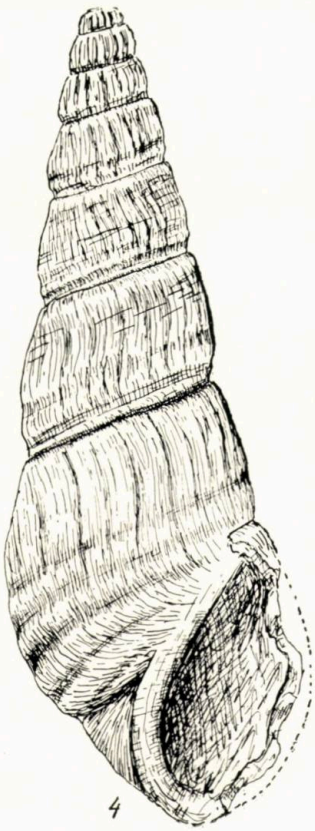
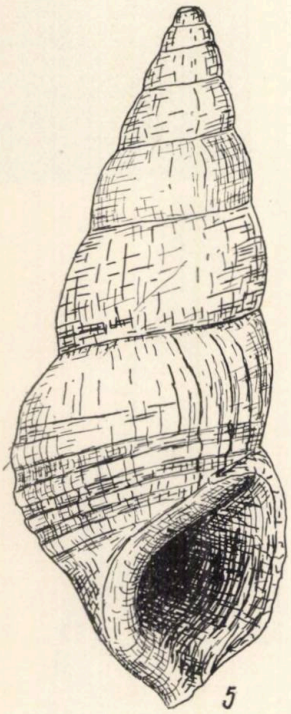


Fig. 3 și 3, *a* — *Brotia* (*Tinnyea*) *transylvanica* n.sp. (18 × și 4 ×), holotip-ventral. Colecția L.P.B., nr. 3 267.

Fig. 4 și 4, *a* — *Brotia* (*Tinnyea*) *tenuistriata* n. sp. (12× și 5×), holotip-ventral. Colecția L.P.B., nr. 3 268.



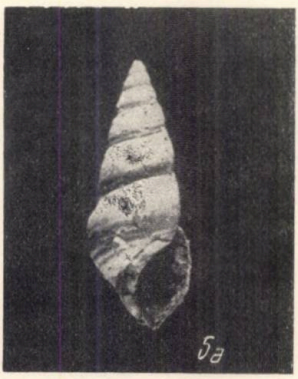


Fig 5 și 5,*a*. — *Brotia* (*Tinnyea*) sp. (10 × și 5 ×), ventral. Colecția L.P.B., nr. 3 269.

ordinul doi, format prin îngroşarea marginii, ceea ce nu se observă la *Melania fasciata* Sow. sau la *Melania nystii* Duchastel ((8), p. 313, pl. XX, fig. 8, 8 a şi 9, 9 a), cu care se poate compara numai în ceea ce priveşte talia.

3. **Brotia (Tinnyea)** sp.

(Pl. II, fig. 5 şi 5, *a*)

Descriere. Formă de talie mică, avînd un număr de 7 ture de spiră cu o ornamentaţie evidentă numai pe ultimul tur. Apexul este ascuţit, iar sutura accentuată. Ultimul tur de spiră prevăzut cu o carenă care are 5 cordoane spirale dedesubtul şi 2 deasupra ei. Cel de-al doilea cordon spiral de deasupra carenei este format de îngroşarea marginii superioare a turului. Acest tur de spiră ocupă mai puţin de 1/3 din lungimea cochiliei.

Pe lîngă cordoanele spirale se observă şi striuri radiare, circa 10—12 pe jumătate de tur, fără noduli la intersecţia cu cordoanele spirale.

Apertura ovală, mai larg deschisă la partea inferioară, cu marginea columelară îngroşată şi distinctă de baza turului de spiră. Baza externă, subţire, este continuă. Celelalte tururi de spiră sînt lipsite de ornamentaţie.

Raporturi şi deosebiri. Din punctul de vedere al mărimii, acest exemplar se aseamănă cu cele descrise în lucrarea lui F. Sandberger (8) şi menţionate cu ocazia comparării celorlalte două specii. Deosebirea constă în prezenţa unei ornamentaţii care la exemplarul descris de noi este vizibilă numai pe ultimul tur de spiră şi prin apexul foarte ascuţit.

Numărul redus de exemplare nu ne-a permis să precizăm dacă este vorba de o specie nouă. După ornamentaţie şi după alte caractere ar putea să fie o varietate a speciei *Brotia* (*Tinnyea*) *tenuistriata*.

BIBLIOGRAFIE

1. Hofmann K., *Das Kohlenbecken des Zsilthales*. Magyarhoni földtani társulat munkálatai, Budapesta, 1870.
2. Koch A., *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. I. Paläogene*, Mitt. a. d. Jahrb. d. Kön. ung. Geol. Anst., 1894, **10**.
3. Коробков, И., *Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Брюхоногие*, Ленинград, 1955.
4. Maillard G. et Loccard A., *Monographie des Mollusques Tertiaires terraines et fluviatiles de la Suisse*, Soc. Paléontol. Suisse, Genova, 1893, **28** şi **29**.
5. Moisescu V., *Contribuţii la cunoaşterea faunei de moluşte oligocene din regiunea Ticu-Tămaşa (bazinul văii Almaşului, nord-vestul Transilvaniei)*, St. şi cerc. geol., 1963, **VIII**, *2*.
6. Răileanu Gr. şi Saulea Em., *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (nord-vestul bazinului Transilvaniei)*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
7. Sandberger F., *Die Conchylien des Mainzer Tertiär-Beckens*, Wiesbaden, 1863.
8. — *Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt*, Wiesbaden, 1870—1875.
9. Wenz W., *Fossilium Catalogus. Gastropoda extramarina tertiaria*, Berlin, 1923—1930, **IX**.
10. — *Gastropoda. 3. Prosobranchia. Handbuch der Paläozoologie*, Berlin, 1939, **VI**.

Institutul de geologie şi geografie al Academiei R.P.R.

Primită în redacţie la 1 ianuarie 1965.

OBSERVAȚII SEDIMENTOLOGICE PRIVIND ZONA FLIȘULUI CRETACIC-PALEOGEN DINTRE VĂILE COVASNA ȘI BUZĂU

De

MIRCEA DUMITRIU și CRISTINA DUMITRIU

55 (05

În flișul cretacic din zona studiată au fost puse în evidență următoarele direcții predominante de transport ale sedimentelor: V — E, VSV — ENE (complexele sferosideritic și șistos ale șisturilor negre), NNV — SSE, rar NE — SV (complexul gresiilor glauconitice al șisturilor negre), N — S, rar V — E (strate de Bota), N — S (strate de Șiclău), SSV — NNE, V — E (gresiile de Siriu), SV — NE, VSV — ENE, N — S (strate de Horgazu).

Flișul paleogen se caracterizează prin dispersia ridicată a orientărilor paleocurenților. Predomină totuși sensurile S — N și SV — NE.

În continuarea activității de inventariere a direcțiilor paleocurenților și de localizare a ariilor de sursă a sedimentelor pentru diversele formațiuni de fliș din Carpații Orientali, am executat în campania de teren a anului 1964 măsurători de orientare a structurilor de curent (mecanoglife) în depozitele cretacic-paleogene din regiunea Covasna — Întorsura-Buzăului — Broasca (fig. 1).

Prezenta notă sintetizează rezultatele unei prime faze de prelucrare a datelor de orientare a mecanoglifelor prin întocmirea unei schițe de paleocurenți, care însumează sensurile medii a peste 300 de măsurători și oferă imaginea statistică a direcțiilor de transport ale sedimentelor pentru toate formațiunile studiate.

Cartarea sistematică a orientării paleocurenților după mecanoglife relevă, pe de o parte, dispersia ridicată a măsurătorilor pentru ansamblul formațiunilor (se pun în evidență pe lîngă sensurile cunoscute V — E, SV — NE și aporturi estice și nordice), iar pe de altă parte un sens constant de transport pe fiecare formațiune în parte (cu excepția orizonturilor gresiei de Tarcău și a stratelor de Podu-Secu).

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 10 nr. 1 p. 265–271 București 1965

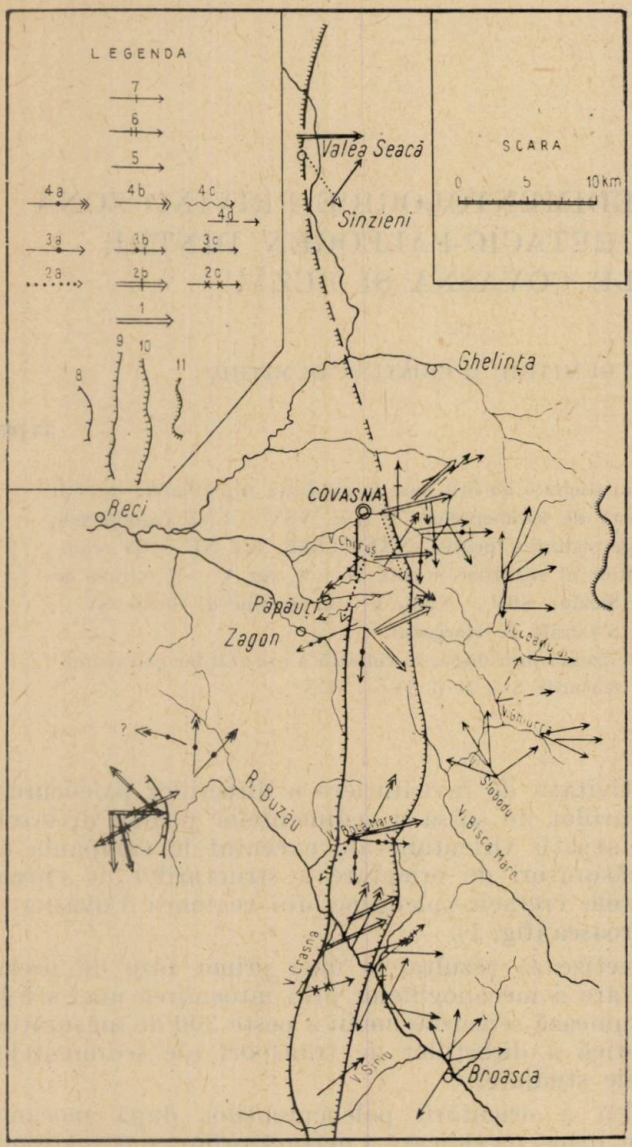


Fig. 1. — Schița cu direcțiile de transport ale sedimentelor flișului cretacic-paleogen dintre văile Covasna și Buzău:

1, complexele sferosideritic și șistos ale șisturilor negre; *2a*, complexul gresiilor glauconitice (șisturi negre); *2b*, aptianul unității vest-interne; *2c*, gresii în bancuri din flișul curbicortical; *3a*, strate de Siclău; *3b*, gresii de Siclău; *3c*, strate de Bota; *4a*, strate cu inocerami din unitatea est-internă; *4b–c*, orizontul gresiei de Siriu; *b*, gresii masive, *c*, intercalații flișoide; *4d*, strate de Horgazu; *5*, orizontul gresiei de Tarcău; *6*, strate de Podu-Secu; *7*, orizontul gresiei de Fusaru; *8*, linia vest-internă (Lutu-Roșu); *9*, linia est-internă; *10*, linia medio-internă (Audia); *11*, linia medio-marginală.

Direcțiile transversale și oblice evidente întăresc ipoteza unei alimentări „prin părți" a foselor geosinclinalului carpatic și a transformării curenților transversali în longitudinali, spre larg, ipoteză susținută pentru Carpații Nordici de M. Ksiazkiewicz (8).

Contribuții la stratigrafia, tectonica și paleogeografia regiunii studiate au adus G. Murgeanu (10), I. Băncilă (1), M. G. Filipescu (6), M. G. Filipescu, I. Drăghindă și V. Mutihac (5), M. G. Filipescu și Gr. Alexandrescu (7), Gr. Popescu, I. Marinescu (9), iar mai recent M. Săndulescu, J. Săndulescu și M. Kusko (11), precum și C. Georgescu, S. Georgescu și echipa.

CRETACIC INFERIOR

ȘISTURILE NEGRE

În orizonturile sferosideritic și șistos ale șisturilor negre, constituite din șisturi argilo-nisipoase negre și verzui, șisturi bituminoase, gresii calcaroase micacee, marno-calcare sideritice, sferosiderite (12), au fost puși în evidență paleocurenți de turbiditate orientați predominant V — E și VSV — ENE (văile Seacă, Covasna și Crasna) (fig. 2, *1*).

O dată cu începerea depunerii materialului detritic din care s-au format gresiile silicioase, glauconitice, a avut loc o importantă schimbare a direcțiilor de curent; astfel în văile Covasna și Seacă au fost măsurate orientări NNV — SSE.

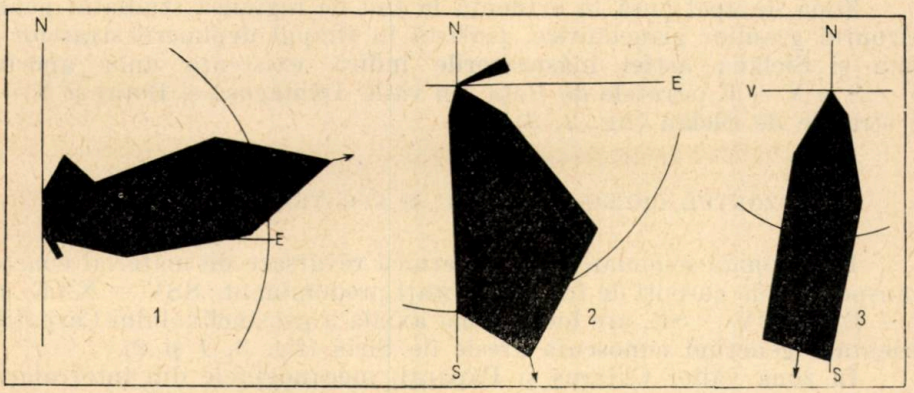


Fig. 2. — Diagrame privind orientarea paleocurenților din șisturi negre:

1, complexele sferosideritic și șistos; *2*, complexul gresiilor glauconitice și strate de Șiclău (*3*).

Aria de sursă a sedimentelor se localizează la vest de zona de depunere a șisturilor negre și pare a fi constituită, cum presupune I. Băncilă (1), dintr-o „cordilieră lungă de roci carpatice, care pe cea mai mare întindere rămînea la o bună adîncime sub oglinda apelor".

În valea Bota structurile de curent (mecanoglife, stratificaţie oblică) din unele gresii glauconitice care conţin elemente de feldspat roşu indică existenţa unor aporturi NE — SV, sursa lor fiind localizată probabil în estul regiunii.

După G. Murgeanu (10) aceste elemente provin dintr-o cordilieră care străbătea geosinclinalul flişului (cordiliera cumană).

M. G. Filipescu şi Gr. Alexandrescu (7) consideră fragmentele de roci cristaline cu feldspat roşu ca remaniate dintr-un fundament hercinic; în timpul cretacicului acest fundament se prezenta sub forma a două „creste (una dirijată SV — NE şi alta SE — NV), care începînd din valea Buzăului spre nord formează trunchi comun paralel cu catena carpatică" (7).

APŢIANUL UNITĂŢII VEST-INTERNE

Măsurători sporadice efectuate pe gresiile apţiene din văile Carului şi Pitpa din bazinul superior al văii Buzăului indică existenţa unor aporturi V — E, N — S şi E — V.

CRETACIC SUPERIOR

STRATE DE BOTA ŞI STRATE DE ŞICLĂU

Zona de apel pusă în evidenţă la sud de regiunea studiată, pentru orizontul gresiilor glauconitice, persistă în timpul depunerii stratelor de Bota şi Şiclău; astfel măsurătorile indică existenţa unor aporturi N — S şi V — E (stratele de Bota din văile Dămăcuşa şi Bota) şi N — S în stratele de Şiclău (fig. 2, *3*).

ORIZONTUL GRESIEI DE SIRIU ŞI STRATELE DE HORGAZU

În turonian-senonian (9) o puternică revărsare de material cuarţos, transportat de curenţi de fund orientaţi predominant SSV — NNE, rar V — E sau NV — SE, are loc în zona axială a geosinclinalului Carpaţilor Orientali, generînd cunoscuta gresie de Siriu (fig. 3, *1* şi *2*).

În zona văilor Chiuruş şi Păpăuţi, mecanoglifele din intercalaţiile flişoide ale gresiei de Siriu indică aporturi de la E şi NE.

Situarea gresiilor de Siriu între faciesurile predominant pelitice şi calcaro-grezoase dezvoltate în unităţile vecine, precum şi prezenţa fragmentelor de şisturi negre şi de gresii de tip Sita puternic rulate (valea Păpăuţi) sînt fapte care par să pledeze pentru proveniența sedimentelor de tip Siriu dintr-o arie de sursă intrageosinclinală; această arie funcţiona în S şi SV regiunii şi era constituită în parte din roci aparţinînd cretacicului mai vechi.

Stratele de Horgazu, constituite predominant din greso-calcare, dezvoltate în unitatea medio-marginală, sînt caracterizate prin direcții de aport VSV — ENE și subordonat NNV — SSE (fig. 3, *3*); în ipoteza sincronismului orizontului gresiilor de Siriu și al stratelor de Horgazu

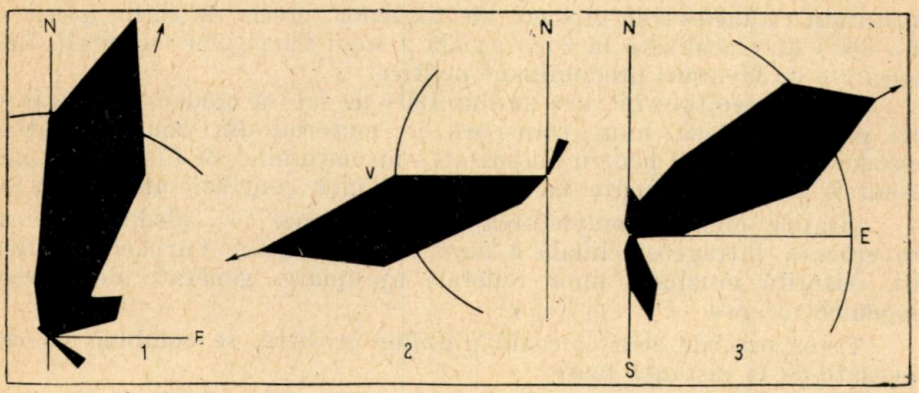


Fig. 3. — Diagrame privind orientarea paleocurenților din orizontul gresiei de Siriu (*1* și *2*) și din stratele de Horgazu (*3*).

nu ar fi exclus ca cele din urmă să se fi format în mare parte prin gradarea pe orizontală a primelor.

EOCEN

ORIZONTUL GRESIEI DE TARCĂU

Într-o lucrare anterioară (4) stabileam sursa sedimentelor gresiei de Tarcău de la curbura Carpaților Orientali într-un uscat despărțitor al faciesurilor de Șotrile și de Tarcău (cordiliera mediană-cumană, în prezent ascunsă sub pînza șisturilor negre). Este probabil ca din zona văii Cason (Tg.-Secuiesc) aceasta să se contopească cu cordiliera central-carpatică, funcționînd împreună ca zonă de sursă pentru sedimentele gresiei de Tarcău.

Pe lîngă sensurile cunoscute, S — N și V — E, menționăm paleocurenți orientați N — S (văile Bîsca Mare și Buzău).

OLIGOCEN

ORIZONTUL GRESIEI DE FUSARU

Intercalațiile masive ale gresiei de Fusaru par a fi depuse din paleocurenți dirijați predominant V — E și S — N. Zona de sursă o constituie cordilierele mediană (cumană) și central-carpatică, contopite prin migrarea undei orogenice.

CONCLUZII

În concordanţă cu concluziile exprimate de unul dintre autori într-o lucrare precedentă (4) privind sedimentarea gresiei de Tarcău constatăm că faciesurile grosiere ale flişurilor (gresia de Siriu, gresia de Sita etc.) sînt localizate în zona axială a fosei Carpaţilor Orientali, fiind mărginite de faciesuri predominant pelitice.

Datele recoltate în vara anului 1964 ne fac să credem din ce în ce mai puţin în ideea unui transport de material din zona cristalino-mezozoică şi vorland pentru majoritatea formaţiunilor de fliş din Carpaţii Orientali şi să confirmăm în această privinţă concluzii anterioare (4).

Datele noi, în completarea celor existente (4), pledează pentru provenienţa intrageosinclinală a majorităţii flişurilor Carpaţilor Orientali, datorită eroziunii unor reliefuri apropiate, generate de procese orogenice intense.

Transporturile scurte, cazul gresiilor grosiere, se combină cu cele efectuate de la distanţă mare.

Prezenţa cordilierelor explică numeroasele intercalaţii grosiere (conglomerate, brecii cu elemente de diametre mari, gresii în bancuri groase) frecvente în cea mai mare parte în formaţiunile flişoide ale Carpaţilor Orientali.

Într-un studiu anterior (4) s-a remarcat schimbarea sensului de transport efectuat de paleocurenţi ca urmare a migrării zonelor de apel, caracteristică esenţială a foselor de depunere ale flişurilor.

În regiunea care face obiectul studiului de faţă, zona de apel a migrat de la o poziţie estică (complexele sferosideritic şi şistos ale şisturilor negre) la una sudică (gresiile glauconitice ale şisturilor negre, strate de Bota şi Şiclău), pentru ca în senonian-eocen să o regăsim situată undeva în nord-estul zonei de alimentare a gresiilor de Siriu şi Tarcău.

BIBLIOGRAFIE

1. Băncilă I., *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.
2. Dimian M. şi Dimian E., *Cercetări sedimentologice privind zona flişului cretacic superior-paleogen şi a molasei miocene dintre văile Zăbalei şi Buzăului*, Dări de seamă Inst. geol., 1963 **XLIX**, (1961—1962), *I*.
3. Dumitriu M. şi Dumitriu C., *Măsurători de structuri mecanice în unele gresii paleogene din Pintenul de Văleni*, Com. Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *11*.
4. Dumitriu M., *Arii de sursă ale unor sedimente paleogene din Carpaţii Orientali*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *1*.
5. Filipescu M. G., Mutihac V. şi Drăghindă I., *Cercetări geologice între valea Buzăului şi linia Caşin — Tuşnad (comun. prelim.)*, Dări de seamă Com. geol., 1955, **XXXVIII** (1951—1952).
6. Filipescu M. G., *Contribuţii la orizontarea şi stabilirea vîrstei şisturilor negre din zona mediană a flişului Carpaţilor Orientali*, Com. Acad. R.P.R., 1952, **II**, 90.
7. Filipescu M. G. şi Alexandrescu Gr., *Repartiţia gresiilor grosiere şi a arcozelor cu feldspat roşu în cretacicul Carpaţilor Orientali*, St. şi cerc. geol., 1962, **7**, *2*.

8. Ksiazkiewicz M., *Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline*, Geol. Rundschau, 1960, **50**.

9. Marinescu I., *Cercetări geologice în flișul Munților Buzăului*, Dări de seamă Com. geol., 1962 **XLIV** (1956—1957).

10. Murgeanu G., *Sur une cordillère antésénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpatique*, C. R. des S. de l'Inst. Géol. de Roum., 1937, **XXI** (1932—1933).

11. Săndulescu M., Săndulescu J. și Kusko M., *Structura geologică a părții de NW a Munților Buzăului și a părții de SW a Munților Vrancei*, Dări de seamă Inst. geol., 1962 **XLVIII** (1960—1961).

12. * * * *Ghidul excursiilor (B-Carpații Orientali)*, București, 1961.

Comitetul geologic,
Întreprinderea de prospecțiuni și laboratoare, București.

Primită în redacție la 8 decembrie 1964.

DATE NOI PRIVIND PETROGRAFIA, ORIGINEA ȘI CULOAREA TUFULUI DE DEJ

DE

IOAN MÎRZA

55 (05)

Pe baza datelor existente, autorul opiniază pentru caracterul „rio-dacitic" (I. A t a n a s i u) al tufului de Dej și presupune că a luat naștere sub acțiunea mai multor mici centre vulcanice explozive — cu activitate submarină — răspîndite în Bazinul Transilvaniei, cum ar fi masivul „dacitic" (rio-dacitic) de la Ciceu (Dej). Sub acțiunea proceselor exogene sticla vulcanică se transformă într-un produs granular de culoare verde, care umple porii rocii. Studiat roentghenografic și termodiferențial s-a dovedit a fi seladonit. Deci culoarea verde a tufului este dată de seladonit.

Prin extensiunea sa, tuful de Dej este cel mai important orizont de tuf din Bazinul Transilvaniei, iar prin grosime reprezintă cea mai mare acumulare de material cineritic din această unitate geologică. Aflorimentele continue pe direcția Cluj — Borșa — Dej — Beclean și regiunea Bîrgaielor (în partea nordică, fig. 2), precum și ivirile din sud-estul bazinului, cărora li se adaugă profilele din numeroase puncte prinse în sondaje, demonstrează marea răspîndire a acestui important nivel de tuf, considerat arbitrar ca limită de separare între helvețian și tortonian.

În literatura de specialitate încă nu este umplută lacuna resimțită prin lipsa unui studiu detaliat și complex al acestui cinerit. Totuși, cu ocazia studiilor geologice speciale sau de ansamblu asupra regiunilor în care apare, tuful de Dej a fost menționat sau parțial cercetat de mai mulți autori, începînd cu secolul trecut.

În 1863, F r. H a u e r și G. S t a c h e (4), descriind împrejurimile localității Ocna-Dejului, arătau că aici au o dezvoltare mare „tufurile trahitice". F e r d i n a n d F r. v. R i c h t o f e n — după

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 10 nr. 1 p. 273 — 281 București 1965

cum menționează Fr. Posepny (10) — folosește pentru tufurile din împrejurimile Dejului denumirea de „Palla". Întrucît această noțiune era utilizată și pentru alte roci, producea confuzii, de aceea Posepny (10) arată : „Eu voi da deci în această lucrare numele de tuf de Dej, pentru a elimna unele înțelesuri greșite" (p. 486). A. Koch (6) numește același tuf „stratul principal sau tuful dacitic inferior" și-l situează la baza stratelor de cîmpie.

Dintre lucrările mai recente în care se menționează tuful de Dej, amintim pe cele ale lui I. Atanasiu (1), A. Vancea (12) și I. Dumitrescu[1], în care găsim importante date de ordin petrografic și genetic.

Orizontul tufului de Dej este format dintr-o alternanță de strate cineritice de culoare verde sau cenușie — cu intercalații de marno-argile și uneori gresii —, de grosimi variabile și structuri petrografice diferite, care merg de la structura psamitică la cea aleuritică, unele fiind compacte, iar altele poroase. În cele ce urmează, vom da succint o descriere petrografică comună materialului colectat din partea inferioară a orizontului, de la Șoimeni — Borșa — Ocna-Dejului și Ciceu—Mihăiești, deoarece se constată o compoziție mineralogică identică.

Tuful examinat de noi prezintă o culoare verde, structură cavernoasă, iar mineralele primare observate cu lupa sînt : cuarțul, feldspatul și biotitul în stare proaspătă ; cloritizarea parțială a biotitului este mai frecventă în probele de la Ciceu—Mihăiești. În masa tufului mai apar pete verzi sau vacuole umplute cu o pulbere verde.

La microscop, roca prezintă o structură vitro-cristaloclastică cu caracter psamitic, mai rar aleuritic. Structura vitroclastică apare foarte rar, în nivelele cu structură fină, intercalate orizontului de tuf. În masa hialină incoloră sau gălbuie, perfect izotropă, în care fenomenele de recristalizare se observă rar, apar următorii componenți minerali principali : ortoclazul, plagioclazul, cuarțul și biotitul.

Ortoza se prezintă în cristale xenomorfe sau allotriomorfe, cu clivaj perfect și suprafața proaspătă. Liniile de fracturare apar frecvent și compartimentează cristalele. Adesea prezintă fenomene de resorbție. Ca incluziuni se întîlnește apatitul. *Plagioclazul*, cantitativ, este subordonat ortoclazului și apare atît în macle polisintetice cît și zonar. *Cuarțul* este prezent în cristale xenomorfe și allotriomorfe la care se recunoaște varietatea α ; fenomenul de coroziune este așa de intens, încît unele cristale sînt rotunjite sau puternic zdrențuite. *Biotitul* apare în obișnuitele lamele brune, intens pleocroice, la care se observă frecvent fenomene de resorbție cu dezvoltare de opacit, precum și incluziuni de apatit, zircon și minerale opace.

Cu totul incidental apare hornblendă verde și brună ; am mai observat un singur cristal de enstatit. Ca mineral accesoriu se întîlnește ortitul, prezent atît în tuful de Dej (Borșa — Ocna-Dejului — Uriu — Bistrița),

[1] a. I. Dumitrescu, *Raport asupra regiunii Nireș — Ungurașu*, Arh. Inst. geol.
b. I. Dumitrescu, *Raport geologic asupra regiunii Gherla — Dej — Ilișua*, Arh. Inst. geol.

în tuful din Vîrful Cetăţii (Ciceu — Corabia), în bombele vulcanice din acest tuf, cît şi în eruptivul de aici.

Uneori, la microscop, în masa tufului se întîlnesc tipare de foraminifere cu ţest calcaros, între care se recunosc globigerine.

Analiza planimetrică (tabelul nr. 1) efectuată tufului verde macroporos de la Borşa demonstrează caracterul vitro-cristaloclastic al cineritului şi arată frecvenţa relativă a componenţilor minerali, în care raportul sticlă-cristale este de 2,3 :1. Bineînţeles, acest raport nu poate fi dat pentru toate nivelele orizontului de cinerit, deoarece în partea bazală cineritul este mai grosier şi mai bogat în cristale, pe cînd în nivelele superioare acest conţinut se reduce simţitor în favoarea sticlei. De fapt, se întîlnesc unele nivele cum sînt cele din cariera de la Dej, unde tuful fin are caracter vitroclastic, fiind alcătuit aproape exclusiv din sticlă.

Tabelul nr. 1

Analiza planimetrică

Componentul	Procente	Dimensiunea maximă
Sticlă	70,78	—
Ortoclaz	10,94	0,66 × 0,50
Plagioclaz	7,50	0,41 × 0,30
Cuarţ	7,15	0,83 × 0,60
Biotit	3,45	0,30 × 0,22
Hornblendă	0,10	0,10 × 0,15
Apatit ; zircon ; ortit	0,80	0,012 × 0,04 ; 0,008 × 0,025 ; 0,18 × 0,60

Trebuie să arătăm că referitor la nomenclatura petrografică a tufului de Dej nu există o părere comună. Astfel Fr. Hauer şi G. Stache (4) îl denumesc „tuf trahitic", A. Koch (6), J. Szádeczky (11), A. Vancea (12) şi I. Dumitrescu[2] îl consideră tuf dacitic, iar I. Atanasiu (1) îl dă drept un tuf „rio-dacitic". În prezenţa datelor de care dispunem, din ivirile cercetate şi din literatură, opinăm pentru denumirea de tuf „rio-dacitic" utilizată de I. Atanasiu (1)[3].

Tuful de Dej a suferit şi suportă un important proces de diageneză, al cărui principal efect este formarea unui produs secundar de culoare verde, care pigmentează roca. Structura cavernoasă este formată sub acţiunea agenţilor de diageneză, golurile fiind umplute cu o pulbere fină de culoare verde, căreia i se asociază fragmente de feldspaţi, cuarţ şi lamele de biotit necloritizat. Prin despicarea rocii, întreg conţinutul acestor

[2] I. Dumitrescu, *Op. cit.* p. 274 (b).

[3] Vorbind de natura petrografică a tufului, trebuie arătat că încă nu s-a cercetat dacă diferitele nivele (separate de marno-argile) care îl compun îşi păstrează caracterul petrografic ; de asemenea mai rămîne de precizat în ce măsură tuful de Dej are aceeaşi compoziţie mineralogică pe întreaga sa extindere.

goluri de formă neregulată cu diametrul de la cîţiva mm la 2—3 cm se poate recupera.

Toţi cercetătorii care vorbesc despre acest cinerit arată că în marea lui majoritate are o culoare verde. Deşi încercarea de a explica motivul acestei colorații a fost făcută de mai mulţi geologi, pînă acum nu s-a arătat adevărata cauză. Astfel A. K o c h (6), descriind eruptivul de la Ciceu pe care-l numeşte cînd „dacit", cînd „dacit riolitic" — şi care menţionăm se transformă în acelaşi produs secundar de culoare verde ca şi tuful de Dej —, arată : „. . .dacitul este plin cu pete verzi de pinit şi din această cauză uneori are culoare verde" (p. 288). I. D u m i t r e s c u[4]

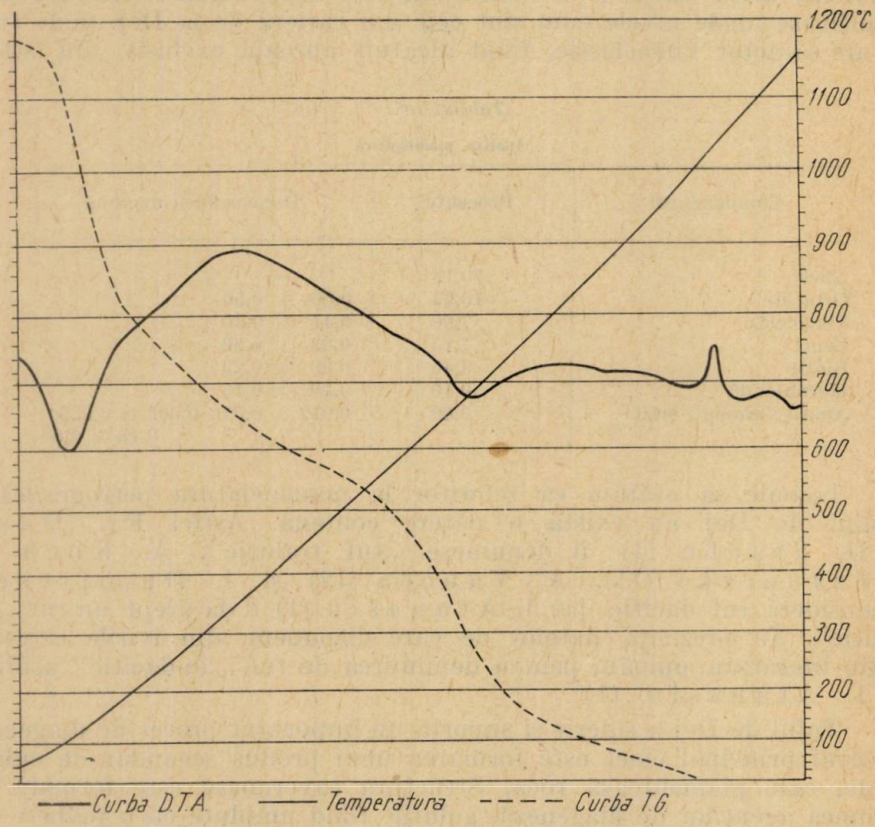


Fig. 1. — Analiza termodiferenţială şi termogravimetrică a seladonitului.

vorbind despre „nivelul tufului propriu-zis", spune : „În general, are o culoare verde, datorită unui silicat feros hidratat (posibil din grupa cloritelor), rezultat din alterarea materialului femic de origine vulcanică",

[4] I. D u m i t r e s c u, *Op. cit.*, p. 274 (a).

iar într-un raport ulterior [5] (în care descrierea microscopică este dată după V. C. Papiu şi L. Pavelescu), se arată: „Sticla alcătuieşte fragmente alungite parţial, devitrificată şi cloritizată mai ales în zonele periferice".

La microscop se observă clar transformarea sticlei într-un produs verde, care conform analizelor termodiferenţiale şi roentghen, este *seladonit*. În secţiuni subţiri, seladonitul are culoare verde, verde-gălbuie şi structură microgranulară, iar culoarea de interferenţă este verde, de o nuanţă mai închisă. Întrucît la confecţionarea secţiunilor subţiri pulberea de seladonit dispare din golurile rocii, s-a procedat la examinarea în glicerină. Astfel analizat, seladonitul se prezintă în granule de formă neregulată, cu marginile colţuroase, mai rar rotunjite şi spărturi întîmplătoare. Culoarea variază de la verde-gălbui la verde-intens (în funcţie de conţinutul în fier), pleocroismul este abia perceptibil, iar culorile de interferenţă sînt scăzute : gălbui şi cenuşii-albăstrui. Asociat seladonitului apar cuarţul, feldspatul şi biotitul necloritizat (uneori acoperit de o peliculă de limonit), precum şi fragmente de sticlă la care se surprinde uneori seladonitizarea, în care caz la acelaşi fragment apare culoarea verde alături de porţiuni incolore şi izotrope.

Întrucît diagnosticarea optică a seladonitului este greu de făcut, s-a recurs la metode termodiferenţiale (D.T.A.) şi roentghen, ale căror rezultate sînt concludente.

Analiza D.T.A. (fig. 1). Această analiză a fost efectuată cu un derivatograf tip „Orion", care pune în evidenţă seladonitul, prin endotermele de 110, 690, 1 000, 1 075 şi 1 150°C şi exotermele de 350 şi respectiv 1 040°C (3), (5). Simultan s-a înregistrat curba termogravimetrică ce remarcă pierderea în greutate a substanţei, datorită eliminării apei de cristalizare la temperatura de 110°C şi a apei de constituţie la 690°C.

Analiza roentghen. Valorile reflexelor d/n (tabelul nr. 2), precum şi intensitatea lor, caracterizează seladonitul, ele fiind perfect comparabile cu ale seladonitului de la Vezuviu studiat de E. Maegdefrau şi U. Hoffmann (7).

Este ştiut că privitor la originea tufurilor din Transilvania s-au emis două teorii : teoria vulcanismului continental a lui A. Koch şi teoria vulcanismului submarin a lui J. Szádeczky. Considerăm că în particular fiecare poate fi adeverită, dar nici una nu suportă generalizarea fără riscul erorii, deoarece, aşa cum spuneam cu o altă ocazie (8), pentru elucidarea acestei probleme se impune studiul tuturor orizonturilor de tuf, întrucît ar fi posibil ca alături de cineritele de provenienţă terestră să existe şi cinerite ai căror vulcani generatori au acţionat submers.

A. Koch (6) este de părere că sedimentarea masivă a tufului dacitic de la baza mediteraneanului superior s-a produs anterior erupţiei submarine a Ciceului şi ar avea originea în erupţiile puternice ale daci-

[5] I. Dumitrescu, *Op. cit.*, p. 274 (b).

Tabelul nr. 2

Valorile reflexelor roentghen

Seladonit (Vezuviu) E. Maegdefrau, U. Hoffmann d/n	I*	Seladonit (tuful de Dej) d/n	I
10,00	4	10,13	fi
4,99	1	4,96	ffs
4,52	4	4,52	i
4,32	3	4,29	fs
4,11	3	—	
—	—	3,95	s
3,62	4	3,63	i
3,31	4	3,313	fi
3,08	4	3,083	i
2,89	2	2,965	fs
2,67	3	2,668	s
2,57	5	2,570	i
2,48	1	—	
2,39	4	2,385	i
2,25	2	2,236	fs
2,20	2	—	
2,14	2	2,131	s
1,99	2	1,976	s

* Intensitatea reflexelor este dată în valori de la 1 la 5.

Notă. fi = foarte intens.
i = intens.
s = slab.
fs = foarte slab.
ffs = foarte, foarte slab.

telor de la marginea Bazinului Transilvaniei. Deci autorul nu vede o legătură între erupția Măgurii Ciceului și tuful de Dej. I. Atanasiu (1) consideră ca „cea mai probabilă ipoteză" că cineritele de Dej „reprezintă cenușile unor explozii rio-dacitice, comparabile cu acelea cunoscute la Roșia Montană" (p. 6), iar I. Dumitrescu[6], descriind „dacitul" de la Ciceu, spune: „În ceea ce privește componenții mineralogici ai acestui dacit și ai tufului de Dej există o asemănare perfectă, ceea ce face să presupunem că și acest centru eruptiv a alimentat depozitele tufului de Dej".

Din analiza microscopică a neoeruptivului de la Ciceu, rezultă următoarea parageneză mineralogică cunoscută: ortoclaz, plagioclaz, cuarț și biotit cu incluziuni de apatit și zircon, la care mai adăugăm hornblenda verde și brună în cantități foarte reduse, iar ca mineral accesoriu ortitul.

Bazîndu-ne pe identitatea mineralogică a tufului de Dej cu neoeruptivul de la Ciceu — fapt remarcat și de I. Dumitrescu —, pe marea asemănare a tufului de Dej atît macroscopic, cît și microscopic cu tufurile intercalate scurgerilor de lave din Măgura Ciceului, pe grosimea inconstantă a acestuia în cuprinsul bazinului, pe faptul că în ambele

[6] I. Dumitrescu, *Op. cit.* p. 274 (b).

cazuri se observă în general același produs secundar de transformare a sticlei — seladonitul —, constatăm consangvinitatea lor petrografică. Ortitul, prezent atît în tuful de Dej, cît și în eruptivul de la Ciceu și în produsele sale piroclastice care le suportă (tufuri, bombe vulcanice, lapilii — Vîrful Cetății etc.), reprezintă un prețios indiciu pentru unitatea petrografică a acestora, în contextul unei parageneze identice a constituenților principali.

Dacă acest mic vulcan a „alimentat" sau nu (6) tuful de Dej, în lipsa unor date concludente de teren nu ne putem pronunța — deși identitatea mineralogică presupune fie participarea directă a acestei extruziuni la formarea tufului, fie alimentarea lui de alte centre precursoare Ciceului, derivate din același cuptor magmatic și, în consecință, cu o compoziție identică —, în schimb este greu de conceput ca imensa cantitate de cinerit acumulată în orizontul discutat să provină dintr-un singur vulcan de talia celui de la Ciceu ; de aceea presupunem că tuful își are originea în mai multe mici centre vulcanice explozive — cu activitate submersă — răspîndite în Bazinul Transilvaniei la finele helvețianului, probabil legat de mișcările de scufundare ale acestuia, fenomen petrecut aproape sincron și în alte bazine carpatice (de exemplu Bazinul Panonic și golfurile sale aferente) [7]. Este demn de menționat că și aici primele tufuri au un caracter acid riolitic-dacitic și că parte din ele au culoarea verde — cauzată foarte probabil de seladonitizarea sticlei —, de exemplu tuful din seria de Novosliția (Depresiunea Transcarpatică), ca de altminteri și unele tufuri din Subcarpații noștri (Slănicul de Prahova) situate la limita tortonian-sarmațian (9). Oare aceasta nu presupune un suport chimic analog ? Rezultă deci că fenomenele vulcanice au avut o largă răspîndire (în regiunile Carpaților) în miocenul inferior și o parte a miocenului mediu ; ele s-au caracterizat printr-un chimism acid, preponderent riolitic-dacitic. Existența unor mișcări în Bazinul Transilvaniei este marcată de însăși depunerea conglomeratului din baza tufului, uneori cu ciment cineritic (Valea Țiganilor — comuna Uriu) care ar marca începutul tortonianului. În sprijinul celor afirmate argumentează grosimea inegală a orizontului de tuf în cuprinsul bazinului : Sic 28 m, Micești-de-Cîmpie 66 m, Șalcău 3 m, Nocrich 21 m, Racoșul-de-Jos circa 150 m. Urmărind grosimea orizontului de tuf în partea nordică a Bazinului Transilvaniei (fig. 2) — în zona de maximă aflorare — apare un indiciu prețios, deși profilele cu grosime cunoscută (de care dispunem) sînt foarte reduse. Din cele două profile cu orientarea generală V — E se constată *zona de maximă dezvoltare a tufului, în regiunea Dej — Ciceu — Ilișua și reducerea treptată a grosimii spre est și sud.* Acest fapt întărește presupunerea noastră că, cel puțin pentru partea nordică a bazinului, originea tufului de Dej trebuie căutată în acest perimetru, posibil în continuitate și la S — V de Dej. Din datele citate, se observă o îngroșare a tufurilor spre periferia bazinului, atît în partea nordică, cît și în cea sud-estică, legată probabil de zone rupturale care au produs scufundarea bazinului, favorizînd totodată extruziunile vulcanice.

[7] N. Mészáros, *Geologie istorică*, 1964 (manuscris).

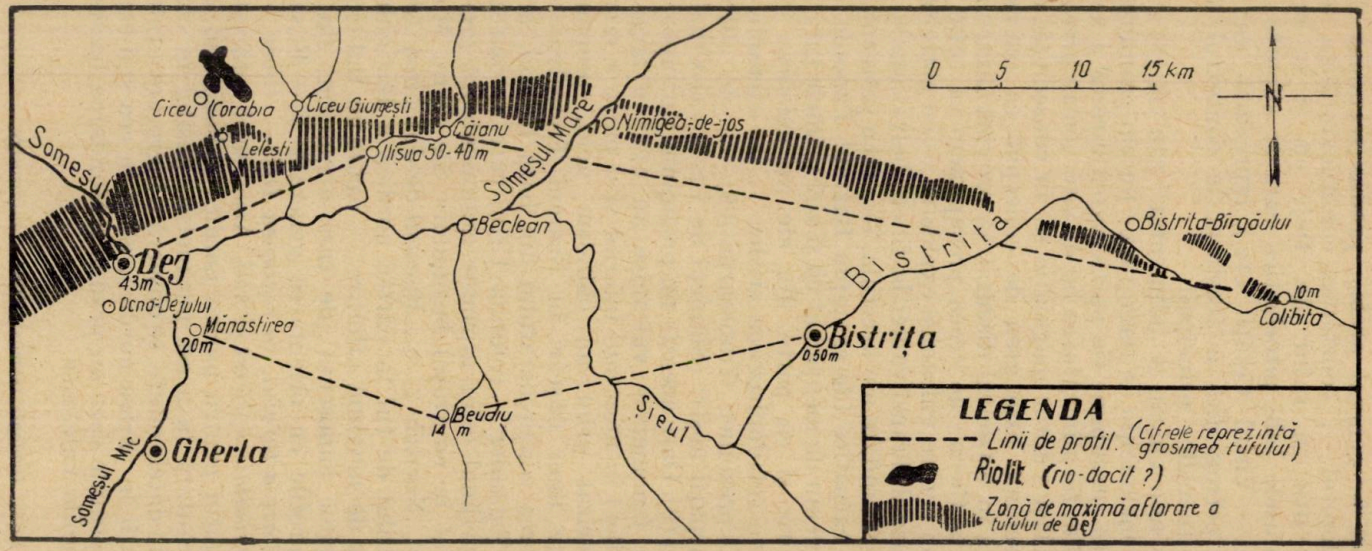


Fig. 2. — Schița cu zona de maximă aflorare a tufului de Dej în N Bazinului Transilvaniei.

În altă ordine de idei, pe baza cercetărilor de pînă acum, se pare că tuful de Dej este lipsit de un vulcanism carpatic corespunzător. Cel puţin în neoeruptivul Carpaţilor Orientali nu se cunoaşte, iar paralelizările făcute cu unele centre din Carpaţii Apuseni sînt neverosimile, aşa că existenţa unui vulcanism submarin intracarpatic de vîrstă helveţiană, pare verosimilă, ca de altfel şi vulcanismul submarin extracarpatic susţinut de M. Filipescu (2), numai că el nu trebuie generalizat nici chiar în cazul citat.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Cineritele din neogenul românesc şi vîrsta erupţiilor vulcanice corespunzătoare*, An. Com. geol., 1953, **XXV**.
2. Filipescu M., *Problema vulcanismului extracarpatic*, Rev. Muz. Min. Geol. Cluj, 1943—1944, **VIII**, *1*.
3. Földvári-Vogl Maria, *The role of differential thermal analysis in mineralogy and geological prospecting*, Acta Geologica, 1958, **V**, *1*.
4. Hauer Fr. u. Stache G., *Geologie Siebenbürgens*, Viena, 1863.
5. Иванова В. П., *Термограммы минералов*, Зап. всесоюз. Мин. Общества, вторая серия, 1961, *1*.
6. Koch A., *Az Erdélyrészi Medencze harmadkori képzödményei. Neogen*, Csoport, 1900.
7. Maegdefrau E. u. Hoffmann U., *Glimmerartige Mineralien als Tonsubstanzen*, Z. f. Krist., 1938, **98**.
8. Mîrza I., *Contribuţii la petrografia tufului de Ghiriş*, St. şi cerc. geol., 1962, **VII**, *1*.
9. Pătruţ I., *Geologia regiunii Beclean (jud. Someş)*, Dări de seamă Com. geol., 1948—1949, **XXXVI**.
10. Posepny Fr., *Studien aus dem Salinengebiet Siebenbürgens*, Jahrb. d. K. K. geol. R. A., 1887, **XVII**.
11. Szádeczky J., *Tuffstudien in Siebenbürgen*. II. *Teil*: *Die Tuffhaltigen Schichten der westlichen Umgebung von Kolozsvár*, Múz. Füz., 1916, **III**, 2.
12. Vancea A., *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1960.

Universitatea „Babeş-Bolyai" Cluj,
Facultatea de biologie şi geografie.

Primită în redacţie la 13 octombrie 1964.

Revista „Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental și aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei și tectonicii, precum și din cel al mineralogiei, petrografiei, metalogeniei și geochimiei; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie și de geofizică al căror conținut prezintă indicații importante în cunoașterea formațiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugați să înainteze articolele, notele și recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schițele și hărțile vor fi executate în tuș, pe hîrtie de calc. Tabelele și ilustrațiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Figurile din planșe vor fi numerotate în continuarea celor din text. Se va evita repetarea acelorași date în text, tabele și grafice. Explicația figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face în ordinea numerelor. Numele autorilor va fi precedat de inițială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanțelor internaționale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondența privind manuscrisele, schimbul de publicații etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacție, Calea Victoriei nr. 125, București.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R.

ION VELCEA, **Ţara Oaşului. Studiu de geografie fizică şi economică,** 1964, 168 p. + 4 pl., 9 lei.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pământ din România,** 1961, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei (epuizat).

VALERIA MÎCALEVÎCH-VELCEA, **Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic,** 1961, 152 p. + 18 pl., 17,80 lei.

GH. BOMBIŢĂ, **Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R.P. Română,** 1963, 116 p. + 8 pl., 6,45 lei.

P. GÎŞTESCU, **Lacurile din R.P.R. — Geneză şi regim hidrologic,** 1963, 296 p. + 7 pl., 22 lei.

N. VLAICU-TĂTĂRÎM, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj,** 1963, 208 p. + 24 pl., 15 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.,** 1962, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

ION PREDA, **Studiul geologic al regiunii Roşia-Meziad (Munţii Pădurea Craiului),** 1962, 112 p. + 11 pl., 8,85 lei.

AMALIA SZŐKE şi LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga—Baia Borşa, Studiu geologic, petrografic, mineralogic şi geochimic,** 1962, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiul mineralogic şi geochimic al complexului filonian din Munţii Tibleşului,** 1962, 96 p. + 3 pl., 4,80 lei.

* * * **Probleme de geografie,** vol. IX, 1963, 372 p. + 17 pl., 22,30 lei.

* * * **Probleme de geografie,** vol. X, 1964, 312 p. + 19 pl., 21,90 lei.

* * * **Cercetări de pedologie. Lucrările Conferinţei de pedologie,** Bucureşti, septembrie 1958, 1961, 680 p. + 20 pl., 34,20 lei.

* * * **Probleme de geofizică,** vol. I, 1961, 276 p. + 9 pl., 13,70 lei.

* * * **Probleme de geofizică,** vol. II, 1963, 244 p. + 8 pl., 14,50 lei.

ST. ŞI CERC. GEOL. GEOFIZ. ŞI GEOGR. SERIA GEOLOGIE
T. 10 Nr. 1 P. 1—284 BUCUREŞTI 1965

c. 2486 — I. P. „Informaţia"

43 824

Lei 30.—

F 1329

R

REFERÁLVA

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA GEOLOGIE

2

TOMUL 10

1965

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

MŰSZAKI KÖNYVTÁR 1883 DOKUMENTÁCIÓS OSZTÁLY

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil :

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membrii :

Academician G. MURGEANU ; Academician M. G. FILIPESCU ;
V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România.
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România.
P. ȘOIGAN — secretar de redacție

Prețul unui abonament este de 60 lei. În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii voluntari din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face prin CARTIMEX Căsuța poștală 131—135 București Republica Socialistă România sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — „Seria geologie".

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI
CALEA VICTORIEI Nr. 125
BUCUREȘTI

ORSZÁGOS MŰSZAKI KÖNYVTÁR ÉS DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1883

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 10 1965 NR. 2

SUMAR

Pag.

A. VANCEA, Geologia regiunii de la nord de Tg. Mureş 287
MARCELA CODARCEA-DESSILA, Cîteva probleme privind stratigrafia precambrianului din Carpaţii româneşti 303
N. MACAROVICI, FL. MARINESCU şi I. C. MOTAŞ, Asupra neogenului superior şi a ponţianului s. str. din Bazinul Dacic 313
MARCELA CODARCEA-DESSILA, M. DUMITRIU, CRISTINA DUMITRIU şi D. BEJU, Observaţii privind localizarea şi constituţia geologică a reliefului îngropat de la Comăneşti 325
A. G. EBERSIN, Descoperirea subgenului *Ecericardium* în pliocenul din România 341
M. ŞTEFĂNESCU, E. AVRAM şi MARINA ŞTEFĂNESCU, Contribuţii la cunoaşterea faunelor fosile din flişul cretacic dintre valea Teleajenului şi valea Ialomiţei 347
AL. CODARCEA, şi GR. POP, Cenomanianul de pe versantul sudic al Munţilor Vîlcan (Carpaţii Meridionali) 355
H. KRÄUTNER, Zăcămîntul de pirită de la Boiţa-Haţeg (Poiana Ruscă) 367
AMALIA SZÖKE, Observaţii petrografice, microtectonice şi structurale petrologice în regiunea văii Ilbei (Munţii Gutîi) 389
ION TREIBER, Date petrografice asupra andezitelor subvulcanice şi intruziunilor filoniene din Călimanii de sud 399
AMALIA SZÖKE, Cercetări petrografice şi structurale petrologice în valea Chiuzbaia şi în împrejurimi (Baia Mare) 411
M. BORCOŞ şi CONSTANTINA STANCIU, Hidrometamorfismul andezitului cuarţifer neogen din sectorul Almaşul mare (Zlatna, Munţii Metaliferi). . 421
I. TREIBER, N. MÉSZÁROS, E. BÁLINT şi ECATERINA JAKAB, Contribuţii la studiul distribuţiei clarkeice a fosforului în depozitele eocen superioare de la vest de Cluj 439
M. N. FILIPESCU, V. NEGRESCU, D. TINTILĂ şi S. APOSTOL, Încercări de identificare a rocilor generatoare de petrol prin metoda Y. Khalifek şi M.Louis 451

Pag.

NOTE

J. Z. BARBU şi R. GIVULESCU, *Banisteriaecarpum giganteum* (Goepp.) Kr. în pliocenul superior din România 463

A. RUSU şi GH. POPESCU, Contribuţii la stratigrafia miocenului inferior din nord-vestul Bazinului Transilvaniei 467

RĂZVAN GIVULESCU, Problema prezenţei castanului comestibil (*Castanea sativa* Mill.) la Baia Mare, în lumina cercetărilor paleobotanice 475

I. GHERMAN, Cercetarea aerofotogeologică a regiunii Pătîrlage-Surani 479

AL. CODARCEA, L. PAVELESCU şi AL. KISSLING, Contribuţii la studiul unor camptonite cu kataforit din Poiana Ruscă 485

IOSIF IMREH şi GABRIELA IMREH, Identificarea şi orizontarea geochimică a calcarelor terţiare cu ajutorul elementelor minore 491

I. TREIBER, A. SZABÓ şi I. BEDELEAN, Contribuţii asupra proprietăţilor radioactive ale rocilor din Călimanii de sud 503

St. şi cerc. de geol. geofiz. şi geogr. Seria geologie t. 10 nr. 2 p. 285–512. Bucureşti 1975

GEOLOGIA REGIUNII DE LA NORD DE TG.-MUREȘ

DE

A. VANCEA

55(05)

În regiunea de la nord de Tg. -Mureș s-au efectuat cercetări geologice cu scopul de a urmări stratigrafia și tectonica depozitelor din regiune și de a determina eventuale structuri care să întrunească condiții favorabile pentru acumularea de gaze, spre a lărgi astfel baza de aprovizionare cu resurse naturale de energie și de materie primă a combinatelor industriale din regiune.

Regiunea de la nord de Tg.-Mureș prezintă aspecte morfologice caracteristice „cîmpiei ardelene", a cărei limită de est o formează valea Mureșului. Literatura geologică conține puține referințe asupra regiunii. Autorii vechi Fr. Herbich (5) și A. Koch (6) au atribuit depozitelor din regiune vîrsta mediteraneană. H. Böckh (1), (2) a indicat anticlinalul Beclean — Sîngeorgiul de Mureș.

Între anii 1930—1932 A. Vancea [1] a cercetat regiunea, semnalînd pentru întîia oară limita litologică miocen-pliocen în această regiune. În anii 1932 și 1944 C. Ciupagea a cercetat cîmpul învecinat Teleac, unde a întîlnit de asemenea limita miocen-pliocen cu aceleași caractere litologice.

În 1956 D. Lolici [2] a completat cercetările și în 1958. V. Căta [3] a cercetat regiunea de la sud-vest de Reghin, aducînd date noi asupra extinderii limitei miocen-pliocen.

Prospecțiuni seismice au fost efectuate între anii 1955 și 1957 de către Întreprinderea de prospecțiuni geofizice a Comitetului geologic [4],

[1] Vancea Aug., *Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Dumbrăvioara*, 1932.

[2] Lolici D., *Raport asupra cercetărilor geologice din reg. Tg.-Mureș — Reghin*, 1957.

[3] Căta Vasile, *Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea s-sv* de Reghin, 1959, D.G.G.M.-Mediaș.

[4] Leontescu I., și Toader C., *Raport asupra prospecțiunilor seismice de reflecție* în reg. Tg.-Mureș. Com. geologic, 1959.

St. cerc. geol. geofiz. și geogr., Seria geologie t. 10, nr. 2, p. 287—302, București 1965

care a evidenţiat o serie de structuri : Poarta — Ercea, Bozed, Crăieşti, Ernei, Dumbrăvioara, Păingeni, Corunca. Nu toate structurile evidenţiate au rezistat la precizarea lor prin foraj, dar cele mai importante, cum sînt Ernei, Dumbrăvioara, Păingeni, Corunca, au fost confirmate prin forajul de prospecţiune.

GEOLOGIA REGIUNII

Regiunea de la nord de Tg.-Mureş e acoperită la suprafaţă de depozite de vîrstă sarmaţiană, pliocenă şi cuaternară (fig. 1).

STRATRIGRAFIA. Sarmaţianul formează o fîşie îngustă între localităţile Chinari şi Glodeni, apoi o altă fîşie pe valea Sarului, precum şi pe văile secundare Păingeni, Moişa şi Băla.

Pe partea dreaptă a Mureşului, sarmaţianul este reprezentat prin marne vinete cu alternanţe de nisipuri şi calcare dure. La nord de Chinari, acestea suportă pachetul de marne foioase cu tuf de Bazna, care se poate întîlni aproape în linie continuă între Păingeni şi Poarta (fig. 2).

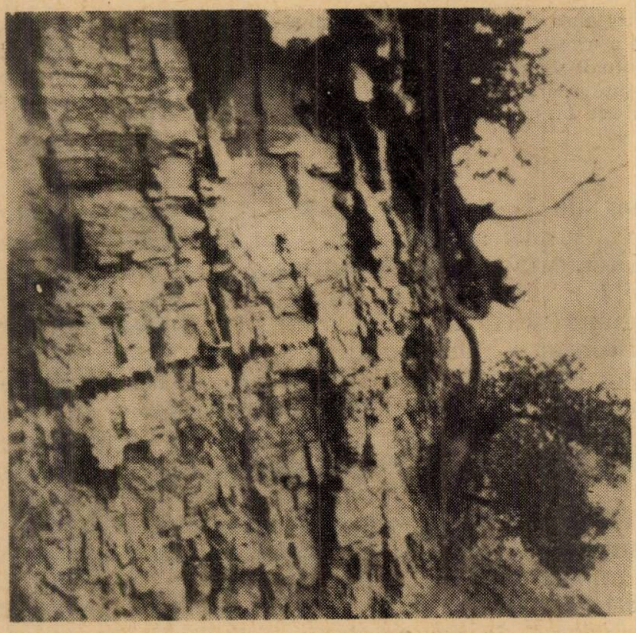


Fig. 2. — Marne foioase cu tuf de Bazna (nord de Chinari).

La răsărit de valea Mureşului, prezenţa sarmaţianului este indicată numai pe baza unei cariere de marne şi de nisipuri din marginea de nord-est a localităţii Ernei.

La nord-est de regiunea cercetată, la Teleac, apare un banc de tuf sarmaţian, dezvoltat pe grosime de peste 3 m. Este un tuf albicios compact, cu feţe neregulate şi cuiburi de nisip. La circa 100 m deasupra se dezvoltă marnele foioase cu tuf de Bazna (fig. 3).

P l i o c e n u l. Depozitele pliocene acoperă cea mai mare parte din regiunea de la nord-vest şi nord-est de Tg.-Mureş. La nord de Chinari, imediat deasupra limitei litologice miocen-pliocen, se aşterne o alternanţă de strate marnoase, unele negricioase cu multe resturi cărbunoase. La

Fig. 3. — Tuf de Teleac.

1,80 m deasupra tufului de Bazna apare un strat de marnă cu lignit negru, iar la 3 m deasupra întîlnim primul strat de marnă albă calcaroasă, tipic pliocenă. Deasupra urmează marne cu alternanţe de nisipuri.

La răsărit de valea Mureşului aflorează un strat de tuf vulcanic, care prin aspectul şi grosimea lui a fost considerat că reprezintă primul strat de tuf în scara stratigrafică a sarmaţianului, însă analiza micropaleontologică îl situează în pliocenul inferior. El apare în dealul Viile Pustii, dezvoltat pe 0,60 m grosime, cu aspect de gresie tufacee la bază, fin compact, ceros la partea superioară (fig. 4).

Analiza petrografică a acestui tuf arată că masa principală este alcătuită din fragmente de sticlă izotropă cu forme diferite : baghete, tablete, spiculi. Sticla este slab devitrificată. Elementele clastice sînt reprezentate prin rare cristale de feldspaţi : cuarţ, lamele de biotit, clorit, muscovit. Structura tufului este vitro-cristaloblastică.

Acest strat de tuf apare la zi în numeroase puncte, la est de Ernei, la Icland şi Cotuş, unde de asemenea are o grosime de 0,60 m.

Analiza petrografică a tufului de la Icland arată că masa lui fundamentală este constituită din fragmente mici de sticlă vulcanică, aproape integral bentonitizate. În această masă cu aspect criptocristalin sînt prinse cristale de cuarţ, feldspaţi plagioclazi, rare lamele de biotit şi de clorit. În rocă apar pete brune de limonit şi pori limonitizaţi.

Acelaşi rezultat de tuf bentonitizat prezintă şi analiza petrografică a tufului de la Cotuş, care este intercalat într-un complex de nisipuri cu alternanţe de marne cenuşii şi intercalaţii subţiri de marne alburii (fig. 5).

Fig. 4. — Tuf de Ernei (dealul Viile Pustii).

Fig. 5. — Tuf de Cotuş.

VÎRSTA DEPOZITELOR. În regiunea de la nord de Tg.-Mureş apare la suprafaţă complexul de strate caracteristice pentru limita litologică dintre miocen şi pliocen, care a fost cercetată în amănunt din punct de vedere micropaleontologic.

Astfel, la *Chinari* au fost analizate mai multe probe, dintre care unele recoltate deasupra tufului de Bazna, apoi din tuful de Bazna, din marnele foioase de sub tuf, precum și din marnele vinete cu calcare dolomitice.

Proba analizată din marnele vinete cu calcare dolomitice și proba de la 25 m sub tuful de Bazna conțin următoarea asociație de microfaună :

Elphidium macellum Fichtel și Moll
Nonion granosum d'Orbe
Streblus beccarii Linné
Globigerina bulloides d'Orbe
Globigerinoides trilobus Reuss
Globorotalia scitula Brady
Hyperammina ellongata Brady
Cibicides pseudoungerianus Cushe
Nonion commune d'Orbe
Nonion pompilioides Fichtel și Moll
Planulina wuellerstorfi Schw.
Lagena hispida Reuss
Eponides umbonatus Reuss
Anomalina grosserugosa Cushe
Glomospira gordialis Park și Jones
Guttulina communis d'Orbe
Elphidium aff. *crespinae* Cushe
Dentalina (fragment)
Globorotalia crassula Cushe și Stew.
Globotruncana linnaeana d'Orbe
Gyroidina soldanii d'Orbe, var. *umbilicata* d'Orbe
Bulimina pupoides d'Orbe
Rhabdammina linnaearis Brady
Cenosphaera vesparia Haeckel
Spiculi de spongieri
glauconit.

Această asociație microfaunistică caracterizează sarmațianul mediu (bessarabian). Sarmațianul superior (kersonianul) este absent.

La nord-est de *Ernei*, marnele și nisipurile din cariera de la marginea satului conțin următoarea asociație :

Bolivina antiqua d'Orbe
Bolivina danvillensis Howe și Wallace
Bolivina gracilis Grzybe
Cibicides pseudoungerianus Cushe
Eponides umbonatus Reusse
Globigerina bulloides d'Orbe
Globorotalia scitula Brady
Cibicides conoideus Czjzek
Globotruncana linnaeana (d'Orbe)
Gümbelina globulosa (Ehr.)

Pseudotextularia varians Rzk.
Asterigerina carinata d'Orb.
Globigerinella aequilateralis Brady
radiolaria
spiculi echinzi
spiculi spongieri.

Asociația microfaunistică de mai sus indică de asemenea *sarmațianul mediu* (bessarabianul). E de menționat că asociația are și forme remaniate din formațiuni mai vechi, avînd testul ros și ușor limonitizat.

Probele analizate de la *Teleac*, recoltate din marnele foioase din jurul tufului de Bazna, conțin o asociație foarte bogată, formată numai din resturi de pești.

Proba recoltată deasupra tufului gros conține :

Sphaeridia papillata Heron-Allen-Earland (erupție)
Globorotalia scitula Brady
Elphidium macellum Ficht și Moll
oase de pești
fructificația 4 și 2
ooide calcaroase
resturi de plante mineralizate.

Proba analizată din marne situate cu 18 m deasupra tufului gros conține :

Sphaeridia papillata Heron-Allen-Earland
Bolivina antiqua d'Orb.
Bolivina danvillensis Howe și Wallace
Bolivina gracilis Cush. și Applin
Bolivina spathulata Williamson
Elphidium macellum Fichtel și Moll
Cibicides pseudoungerianus Cush.
Cibicides conoideus Czjzek
Globorotalia scitula Brady
Globigerina bulloides d'Orb.
Cenosphaera vesparia Haeckel
spiculi de spongieri
dinți de pești
otholite
fructificația 2
glauconit.

Asociațiile microfaunistice de mai sus indică un sarmațian *inferior mediu*, adică volhinian superior-bessarabian inferior. Această vîrstă a fost apreciată după asociațiile formate din numeroase specii ale genului *Bolivina*, care are o frecvență foarte mare, asociate cu *Elphidium*, *Cibicides*, resturi de pești și fructificații superioare. Prezența formei *Sphaeridia papillata* indică volhinianul ; kersonianul și bessarabianul superior lipsesc.

La *Teleac*, D. L o l i c i a găsit în bancul de tuf compact de peste 3 m grosime un exemplar de *Mactra* sp. și un mulaj de *Ervilia* sp. [5].

Aceste fosile confirmă vîrsta sarmațian inferior tufului de Teleac, a cărui poziție stratigrafică a fost considerată identică cu a tufului de Oarba, Ercea, Bozed, fiind primul tuf în suita stratigrafică a sarmațianului.

Macrofauna întîlnită în tuful de Teleac concordă cu analiza micropaleontologică, pe baza cărora tuful de Teleac trebuie coborît în scara stratigrafică cel puțin pînă la nivelul tufului de Ghiriș.

Analizele microfaunistice de la Chinari și Poarta, din zona de vest și nord-vest de valea Mureșului, dau indicații asupra unui sarmațian mediu, la fel și la est-nord-est de Ernei, iar la Teleac asupra unui sarmațian inferior.

V î r s t a d e p o z i t e l o r p l i o c e n e. În regiunea de la nord de Tg.-Mureș, pliocenul are o dezvoltare mult mai redusă ca grosime față de grosimea pliocenului din zona de est și de sud a bazinului.

Analiza probelor recoltate din marnele foioase cu tuf de Bazna din ivirea de la *Chinari* s-au dovedit a fi sterile microfaunistic, acestea conținînd numai resturi de pești. Probele de la 20 m deasupra tufului de Bazna conțin microfaună cu remanieri.

Probele de la *Poarta*, recoltate de la 15 și 20 m deasupra tufului de Bazna, conțin următoarea asociație microfaunistică :

Streblus beccarii Linné
Nonion granosum d'Orb.
Nonion inexcavatum Cush — Applin
Elphidium crispum Linné
Elphidium macellum Ficht și Moll
Eponides umbonatus Reuss
Globigerina bulloides d'Orb.
Globorotalia crassula Cush. și Stew.
Globigerinoides trilobus Reuss
Cibicides pseudoungerianus Cush.
Asterigerina carinata d'Orb.
Elphidium macellum (Ficht. Moll) var. *tumidocamerale* Bogd.
Cibicides canoideus Czjzek
Globigerinoides conglobatus Brady
Bathysiphon filiformis M. Sars
Ciprideis micropunctata Trb.
spiculi de echinide.

Asociația indică vîrsta *pliocenă*, cu foarte multe remanieri.

În zona de la est de valea Mureșului, la Teleac, probele recoltate la 10 m deasupra marnelor foioase cu tuf de Bazna conțin :

Elphidium crispum Linné
Globigerina bulloides d'Orb.

[5] La recoltarea probelor pe teren am fost ajutat de geologul D. L o l i c i, iar analizele au fost făcute în Laboratorul de micropaleontologie de la Direcția generală gaz metan de G e o r g e t a Z a h a r e s c u.

Paracypris alta Zalányi
Comptocypria lobata Zalányi
Cypris aspera Héjjas
spicul spongier
fructificaţia 2
Cypris abscisa Reuss
Comptocypria labiata Zalányi
Leptocythere Trieb.
Cyprideis micropunctata Trb.
Cyprideis torrosa Brady
Cytheridea pannonica Méhes.

Asociaţia de mai sus este tipică pentru pliocenul inferior (meoţian)·
1. La est de *Ernei*, proba recoltată de sub tuful de Ernei conţine:

Bolivina antiqus d'Orb.
Bolivina danwillensis Howe şi Wallace
Globigerinoides trilobus (Reuss.)
Asterigerina carinata d'Orb.
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerinella sequilateralis Brady
Planulina wuellerstorfi (Schw.)
Globorotalia crassula (Cush. şi Stew.)
Cibicides pseudoungerianus (Cush.)
Gyroidina soldanii (d'Orb.) var. *octocamerata* Cush. şi Hanna
Cypria papillata Reuss
fragmente ostracode
dinte de peşte
fructificaţia 2 E
fructificaţia H
glauconit

Vîrsta: *pliocen inferior* (meoţian) cu remanieri.

2. La nord de cătunul *Cotuş*, pe versantul sudic al dealului cu cota 488, probele recoltate de sub tuful de Cotuş conţin:

a) *Paracypris alta* Zalányi
Pontocypris balcanica Zalányi
Comptocypria lobata Zalányi
Cypris abscissa Reuss
Cytheridea panonica Méhes
Cypris aspera Héjjas
fragmente ostracode.

Vîrsta: *pliocen inferior* (meoţian).

b) *Globigerina bulloides* d'Orb.
Globigerinella aequilateralis Brady
Globotruncana linnaeana (d'Orb).
Paracypris alta Zalányi

Paracypris sp.
Lyneocypris trapezoidea Zalányi
Cypris aspera Héjjas
Cytheridea panonica Méhes
Cyprideis micropunctata Trb.
Comptocypria lobata Zalányi
Candona candida Müller
Cypris abscissa Reuss.
Paracypris alta Zalányi
fragmente ostracode
concreţiuni alungite pirită.
Vîrsta : *pliocen inferior* (meoţian).

3. La est de localitatea *Cotuş*, proba recoltată deasupra tufului de Cotuş conţine :

Cytheridea panonica Méhes
Paracypris alta Zalányi
Cypris abscisa Zalányi
Paracypris sp.
Cyprideis torrosa Brady
Hemicythere hungarica Méhes
fragmente ostracode
concreţiuni alungite de pirită.
Vîrsta : *pliocen inferior* (meoţian).

Proba analizată de sub tuful de Cotuş conţine :

Paracypris alta Zalányi
Camptocypris lobata Zalányi
Cypria papillata Reuss.
Camptocypria cf. *C. acuminata* Zalányi
Cyprideis micropunctata Trb.
Candona cf. *C. tibanyensis* Zalányi
Cytherideis sp.
Cypris aspera Héjjas
concreţiuni alungite de pirită.
Vîrsta : *pliocen inferior* (meoţian).

Proba recoltată de sub tuful de la Icland conţine :

Globigerina bulloides d'Orb.
Cytheridea panonica Méhes
Lyneocypris trapezoidea Zalányi
Cypris aspera Héjjas
Pontocypris cf. *P. balcanica* Zalányi
Cyprideis micropunctata Trb.
Cyprideis torrosa Brady.
Vîrsta : *pliocen inferior* (meoţian).

Pe baza analizelor de microfaună, pliocenul din regiunea de la nord de Tg.-Mureş apare transgresiv peste sarmaţianul mediu. Sarmaţianul superior lipseşte.

Foraminiferele întîlnite la Teleac în asociație cu forme de sarmațian inferior, ca *Sphaeridia*, *Bolivina*, *Elphidium*, caracterizează un sarmațian inferior. Macrofauna recoltată din tuful de la Teleac situează acest banc de tuf mult mai jos în scara stratigrafică.

Marnele foioase cu tuf de Bazna conțin o asociație formată numai din resturi de pești.

Probele colectate din zone care încadrează tuful de Ernei, Cotuș și Icland indică un pliocen inferior, conținînd o asociație bogată în ostracode, dînd informații asupra existenței *meoțianului*.

Unind punctele cu ivirile tufului de Ernei, Cotuș, Icland, obținem delimitarea unei zone în care pliocenul inferior e reprezentat prin meoțian. Tuful de Ernei, considerat pînă acum ca primul strat de tuf în suita stratigrafică a sarmațianului, devine în acest caz de vîrstă meoțiană.

Cuaternarul. Pe calea străbătută de Mureș se pot observa cîteva terase, urme ale vechiului curs. În perimetrul care prezintă interes pentru studiul nostru, terasele cuaternare ocupă suprafețe importante. S-au identificat cinci terase.

Cele mai vechi terase, probabil levantine, prezintă urme în dealul Viile Pustii de la est de Ernei și la Sîngiorgiul de Pădure. Ele constau din pietrișuri rulate, formate din șisturi cristaline, cuarțite, fragmente eruptive.

Terasa diluvială cu cea mai înaltă altitudine se află la 50—55 m deasupra nivelului actual al Mureșului. Ea este dezvoltată pe amîndouă laturile văii, și anume la Chinari — Curteni, în terasa Libanciu, pentru ca la est să apară în cîteva petice la vest de Cotuș, la est de Ernei și de la Sîngerul de Pădure pînă la nord de Periș.

Terasa următoare, la nivelul de 30—35 m, este identificată la vest de Glodeni, între Toldal și Voivodeni, apoi între Cotuș și Sîngerul de Pădure.

O terasă inferioară, la nivelul de 8—10 m, este bine identificată la Dumbrăvioara — Gornești.

Terasele sînt de importanță economică deosebită prin platformele întinse pe care le formează și care oferă condiții favorabile culturilor agricole. Prundișurile și nisipurile care le conțin reprezintă nivele de ape de infiltrație, care dau naștere la izvoare bogate de apă potabilă (fig. 6).

Tectonica. Din punct de vedere tectonic, regiunea de la nord de Tg.-Mureș aparține stilului structural particular de la interiorul cuvetei transilvane, caracterizat prin boltiri mari izolate sau în grupuri.

Examinînd datele referitoare la poziția stratelor, obținem un ax de anticlinal orientat nord-sud, care se întinde în lungul văii Mureșului între Periș și Sîngeorgiul de Mureș. Între Glodeni și Curteni stratele prezintă sensuri de înclinare spre vest, iar între Dumbrăvioara și Ernei sensurile de înclinare sînt orientate spre est, nord-est și sud-est.

La sud de Sîngeorgiul de Mureș, ca și la nord între Gornești și Periș, sensul de înclinare indică periclinul de sud, respectiv de nord al unei boltiri mari, mai ridicată în partea ei de sud-vest între Chinari și Ernei, unde apar la zi cele mai vechi depozite sarmațiene, și mai lăsată în spre nord, unde sarmațianul se îneacă sub depozite pliocene. Forma aceasta structurală majoră, care a purtat denumirea de *Cîmpul Dumbrăvioara*,

este împrejmuită de un sinclinal protector. Aspectul tectonic major e caracterizat prin prezența la interior a două culminații minore, izolate între ele printr-un sinclinal de mică adîncime.

Descrierea structurilor. 1. *Ernei.* În malul de vest al văii Mureșului, la sud de Glodeni, marnele cu tuf de Bazna apar la nivelul drumului care leagă localitățile Glodeni și Chinari, la altitudinea de 325 m. La nord de Chinari, același tuf se află la 348 m altitudine, apoi

Fig. 6. — Mureșul la Chinari.

mai spre sud la 352 m. Între Chinari și Curteni apar strate care conțin intercalat calcarele dolomitizate, situate în complexul de marne sarmațiene (fig. 7).

Se constată deci o ridicare a stratelor începînd de la nord spre sud, în ordinea succesiunii stratigrafice normale, ceea ce indică sensul înclinării spre N—NV.

La sud de Curteni apare întîi pachetul de marne cu calcare, apoi tuful de Bazna, deci în ordine inversă, ceea ce indică înclinația spre sud.

În partea de est a văii Mureșului, în zona de la est de Ernei, întîlnim stratul de tuf pliocen la altitudinea de 460 m. Unind ivirea calcarelor dolomitice de la Chinari — Curteni peste lunca Mureșului cu punctul de altitudine maximă a tufului pliocen, obținem orientarea reală a unui brahianticlinal care se dezvoltă între Curteni și Ernei.

2. *Dumbrăvioara.* Cu 6 km la nord de structura Ernei se dezvoltă structura Dumbrăvioara. În zona ei centrală apar depozite sarmațiene,

acoperite de aluviuni vechi şi noi, care la nord, est şi vest se îneacă sub depozitele pliocene reprezentate prin intercalaţii de marne albe calcaroase cu ostracode.

Seismosondajele efectuate confirmă orientarea est—vest a structurii Dumbrăvioara.

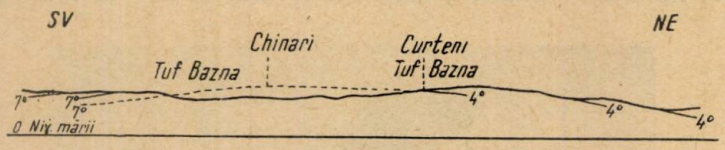


Fig. 7. — Profil transversal NE-SV prin anticlinalul Ernei între Chinarii şi Curteni.

3. *Păingeni.* Prospecţiunea geofizică a construit aici o structură seismică la un reper-fantomă în care curbele de egală adîncime închid o structură de formă ovală cu orientarea NV—SE şi cu zona de centru la 800 m est de localitatea Păingeni. Structura este flancată la est şi vest de două sinclinale, precum şi de două înşeuări în direcţia axială la nord-vest şi sud-est.

Sinclinalul principal. Boltirea majoră Dumbrăvioara — Ernei este înconjurată de un sinclinal bine dezvoltat care o separă la nord-est de boltirea de la Teleac, la sud-est de boltirea Corunca, iar la nord-vest de boltirea Păingeni.

Suprafaţa închisă de sinclinalul care împrejmuieşte boltirea majoră cu structurile Ernei şi Dumbrăvioara este de 200 km².

GEOLOGIA DE ADÎNCIME

STRATIGRAFIA

Pe baza analizelor micropaleontologice au fost determinate următoarele limite geologice :

780 m sarmaţian/buglovian ;
1 360 m buglovian/tortonian ;
2 638—3 202 m formaţiunea cu sare.

S a r m a ţ i a n u l. Este reprezentat prin marne vinete, uneori negricioase, stratificate sau compacte, nisipoase sau grezoase, cu filme şi intercalaţii subţiri de nisip şi gresii calcaroase. Alternanţe de nisipuri fine, medii şi grosiere, necoezive, cu marne compacte fin nisipoase. Nisipuri fine şi medii, micacee, cu liant argilo-marnos. Atît în marne cît şi în nisipuri se observă multe resturi încarbonizate.

B u g l o v i a n u l. Începe la 870 m şi e constituit din marne cenuşii compacte, fin micacee, cu feţe de stratificaţie şi intercalaţii subţiri de

nisip fin sau mediu, uneori cu elemente de nisip grosier cu urme cărbunoase; nisipuri fine compacte, alternanţe de marne negricioase cu urme cărbunoase, pe alocuri cu suprafeţe gălbui calcaroase.

T o r t o n i a n u l. A fost deschis pe 1 442 m şi constă din marne compacte cenuşiu-închise cu multe resturi cărbunoase, nisipuri cenuşii cu bobul fin, pe alocuri gresii de 2—5 cm, micacee, dure.

La 2 632 m s-a interceptat formaţiunea cu sare, care a fost deschisă pe 570 m grosime. La 2 755 şi 2 919 m s-au extras probe din sare, care este albă, microcristalină, cu intercalaţii fine de sare vineţie.

Pe baza analizelor efectuate pe carotele mecanice extrase din sonde, după prezenţa şi abundenţa pe care o au unele genuri în asociaţiile întîlnite în sarmaţian, s-a stabilit că asociaţia microfaunistică caracterizează un sarmaţian mijlociu şi inferior.

La majoritatea probelor, în special în cîmpul Ernei, a fost întîlnit orizontul cu *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland, caracteristică bessarabianului inferior—volhinianului superior.

Asociaţia sarmaţianului mijlociu conţine ca forme caracteristice *Nonion granosum* (d'Orb.) şi cîteva specii ale genului *Elphidium*. În afara formelor proprii, întreg sarmaţianul conţine foarte multe forme remaniate: *Globotruncana*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, fragmente de *Hyperammina* şi *Bathysiphon*. Sarmaţianul cu remanieri este frecvent întîlnit la sondele din cîmpul Păingeni: fragmente de cărbuni, glauconit, concreţiuni alungite de pirită.

Orizonturile inferioare ale sarmaţianului conţin numeroase exemplare de *Erycina*, *Ervilii* piritizate, frustule de diatomee, care fac trecerea spre asociaţia buglovianului.

B u g l o v i a n u l apare reprezentat prin asociaţia tipică cu erupţie de *Cibicides lobatulus* (Walker şi Iacob), miliolide, *Erycina perlucida* Lam., diatomee şi numeroase piritizări. Asociaţia microfaunistică a buglovianului este, ca şi sarmaţianul, bogată în forme remaniate.

T o r t o n i a n u l este reprezentat mai mult prin tortonianul superior, cu asociaţia microfaunistică echivalentă marnelor cu *Spirialis* sau chiar prin tortonianul cu *Spirialis* şi, în mai mică măsură, prin tortonianul reprezentat prin asociaţia de breccie, din care nu s-au obţinut probe.

TECTONICA DE ADÎNCIME. Tectonica de adîncime a structurilor Ernei, Dumbrăvioara, Păingeni rezultă din schemele izobatice construite la diferite nivele.

1. E r n e i. Se caracterizează printr-o formă structurală oval-eliptică orientată est-vest, prezentînd o uşoară asimetrie pe flancul de sud; planul axial coincide cu cel al nivelelor inferioare. Zona centrală se află între localităţile Chinari şi Curteni.

La nivelul izobatic de 1 700 m, structura se îngustează, devine o spinare de anticlinal cu lărgimea de 1,3 km.

Din corelarea profilelor la un reper (1 450 m) rezultă că structura Ernei se află tectonicește mai sus cu circa 150 m faţă de Dumbrăvioara, ceea ce coincide cu datele geologice de la suprafaţă.

2. D u m b r ă v i o a r a. Se dezvoltă la nord de Ernei, avînd aceeaşi formă orientată vest-est. Zona de maximă culminaţie se află situată în

partea centrală a comunei Dumbrăvioara. Din analiza schițelor structurale izobatice rezultă că planul axial este conform pe verticală, dar între imaginea structurală superioară și cea inferioară se constată o deosebire.

Forma ovală, bine dezvoltată la repere superioare, la 1 300 m adîncime devine un ax de brahianticlinal îngust, cu înclinări destul de pronunțate pe flancuri.

3. P ă i n g e n i. Prezintă structura izobatică de formă ovală, cu orientarea NV—SE. Zona centrală se află la 500 m est de localitatea Păingeni. Flancurile sînt dezvoltate normal, ușor alungite în direcția nord-vest, care este direcția generală de ridicare a întregii formațiuni.

Raportul dintre lungimea și lățimea structurilor determină tipul lor : dacă aparțin anticlinalelor lungi, scurte, sau dacă avem de-a face cu domuri. La Ernei raportul este de 1 : 2,0, la Dumbrăvioara 1 : 2,1, iar la Păingeni 1 : 1,7. Aceste date și imaginea lor structurală dovedesc că avem de-a face cu tip *domal*.

Fiecare dom este înconjurat de o zonă sinclinală, care poate fi considerată de aceeași formă cu a domului și care se înscrie în marea zonă sinclinală protectoare a întregului grup.

★

În comunicarea de față s-au descris domurile : *Ernei*, *Dumbrăvioara*, *Păingeni*, situate în regiunea de la nord de Tg.-Mureș, care constituie un material faptic nou, domuri care se înscriu în lista celorlalte domuri existente la interiorul cuvetei transilvănene.

INDICAȚII ECONOMICE

În regiunea de la nord de Tg.-Mureș apar la suprafață următoarele indicații de substanțe utile din punct de vedere economic :

— marne, nisipuri, pietrișuri de terase și aluvionare ;
— izvoare de ape sărate-iodate ;
— indicații de gaze.

Marnele au permis dezvoltarea în regiune a fabricilor de cărămidă și țiglă. Nisipurile, pietrișurile de terasă și din aluviunile Mureșului sînt utilizate la construirea șoselelor, precum și la diverse construcții. Apa Mureșului este folosită la hidrocentrala de la Tg.-Mureș și prezintă interes pentru noi amenajări și întrebuințări.

A p e s ă r a t e. În cuprinsul regiunii se cunosc fîntîni cu apă sărată la sud de Ernei, în cătunul Cotuș, Ercea și la marginea de nord-vest a comunei Sîngeorgiu de Mureș.

Aceste ape nu sînt altceva decît ape sărate din zăcămîntul de gaze. Prezența carbonaților, reducerea sulfaților, concentrația salină, reacția alcalină sînt indicii de legătură pe care o au aceste ape cu zăcămîntul de gaz metan.

Cu ocazia lucrărilor de prospecțiune efectuate la Ernei, Dumbrăvioara, Păingeni, s-au recoltat probe de ape sărate din zăcămîntul de gaze, ale căror analize chimice au fost efectuate în Laboratorul de chimie al Direcției generale gaz metan Mediaș. Din analize rezultă că apele de zăcămînt sînt bogat mineralizate, conținutul în NaCl variind în felul următor (tabelului nr. 1):

Tabelul nr. 1

	Sarmațian	Buglovian	Tortonian
	g/l		
Ernei	107,91	76,40 — 131,09	66,60—85,25
Dumbrăvioara	80,91	93,94 — 167,44	
Păingeni	88,44	71,75 — 128,04	

Buglovianul prezintă salinitatea cea mai mare. În mod normal, salinitatea ar trebui să crească în tortonian, însă ea este mai mică, probabil datorită condițiilor necorespunzătoare de recoltare a probelor.

Apele analizate aparțin grupei de cloruri, subgrupa Na, clasa $\overline{S.1}$. După clasificația Palmer aparțin la clasa a III-a.

Indicații de gaze. În regiunea de la nord de Tg.-Mureș, principala sursă de substanță utilă este gazul metan. În tabelul nr. 2 se dau cîteva analize cromatografice ale unor probe de gaze.

Din analizele de mai sus rezultă că metanul formează procentajul principal, restul fiind etan, propan, izobutan.

CONCLUZII

Ideea continuității de sedimentație între sarmațian și pliocen a fost susținută în trecut de prezența marnelor foioase cu tuf de Bazna, însă analizele micropaleontologice ne îndeamnă a adopta ideea unei transgresiuni între aceste două formațiuni.

Se aduc dovezi microfaunistice că la vest de valea Mureșului pliocenul este transgresiv peste sarmațianul mediu, iar la Teleac, la est de Mureș, pliocenul este transgresiv peste sarmațianul inferior.

Se aduc dovezi micropaleontologice că tuful de Ernei, Cotuș, Icland, din partea de est a regiunii, este intercalat între depozite de vîrstă pliocen inferioară aparținînd meoțianului.

Din punct de vedere tectonic se descrie o boltire majoră orientată nord—sud, care cuprinde la interior două boltiri minore, Ernei și Dumbrăvioara, orientate est—vest. La exteriorul boltirii majore s-a pus în evidență boltirea Păingeni, orientată NV—SE.

Raportul dintre lungimea și lățimea structurilor dovedesc că avem de-a face cu domuri, a căror descriere constituie un material nou.

BIBLIOGRAFIE

1. Böckh H., *Über die erdgasführenden Antiklinalzüge des siebenb. Beckens*, Ung. Finanzministerium, Budapesta, 1911.
2. — *Kurzer zusammenfassender Bericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1911—1912 durchgeführten Untersuchungen das Erdgasvorkommens des siebenb. Beckens*, Ung. Finanzministerium, Budapesta, 1913.
3. Ciupagea D., *Sur la structure des champ gaséiféres de Transylvanie*, Congrés International des Mines, VI Session, Paris, 20—26 octombrie, 1935.
4. — *Nouvelles données sur la structure du bassin Transylvain*, Bull. Soc. Roum. de géol., 1935, **II.**
5. Herbich Fr., *Das Szeklerland*, Mitt. a. d. Jahrb. ung. geol. Anst., Budapesta, 1878, **V**, 2.
6. Koch Anton, *Die Tertiärbildungen des Becknes d. siebenb. Landes*, Teile II, *Neogene Abteilung*, Ungar. Geol. Gesellschaft, Budapesta, 1900.
7. Mrazec L. şi Jekelius E., *Aperçu sur la structure du bassin Neogen et sur gisments de gas*, Guide des excursions, 1927.
8. Mrazec L., *Considerations sur l'origine des dépréssions internes des Carpates roumaines*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1932. **I.**
9. Vancea Aug., *Neogenul în bazinul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1960.

CÎTEVA PROBLEME PRIVIND STRATIGRAFIA PRECAMBRIANULUI DIN CARPAȚII ROMÂNEȘTI

DE

MARCELA CODARCEA-DESSILA

55(05)

Formațiunile cristalofiliene din Carpați pot fi divizate în două grupe mari. În grupul superior atribuit proterozoicului, pe baza conținutului microfloristic, s-au deosebit două cicluri tectono-magmatice. În vederea stabilirii unei scheme cît mai complete și mai veridice a evoluției zonelor cristalofiliene carpatice se discută cîteva probleme care au început să se contureze în cursul ultimelor cercetări efectuate în Carpații Meridionali (partea centrală) : prezența unor formațiuni prealutiene, ciclul tectono-magmatic alutian, ciclul tectono-magmatic dornean, metaflișul intracarpatic.

Lucrarea de față completează cu noi date și cu noi ipoteze de lucru o primă încercare de sinteză cu privire la stratigrafia precambrianului de pe teritoriul țării noastre [1]. Trebuie să reamintim că faptul esențial care se desprinde din datele înregistrate în ultimii ani este posibilitatea de a diviza formațiunile precambriene în două mari grupe : inferior și superior. Grupul inferior, căruia îi aparțin masivele Cozia, Cumpăna, Lotru, Sebeș, Godeanu, Semenic, este constituit din formațiuni intens metamorfozate, adeseori migmatizate. În Carpații Orientali și Meridionali (partea centrală), peste diferiți termeni ai acestui grup inferior se suprapun transgresiv formațiunile grupului superior. Datele obținute prin analiza palinologică (9)[2] a succesiunii șisturilor cristaline ne-au permis să atribuim acest grup superior rifeanului. Remarcăm cu această ocazie că am utilizat denumirea

[1] Marcela Dessila-Codarcea, *Problema orizontării și răspîndirii rifeanului în România*, An. Com. geol., **XXV** (sub tipar).

[2] Violeta Iliescu și Marcela Dessila-Codarcea, *Contribuții la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali*, D.d.s., 1963, **L I** (sub tipar).

St. cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 10 nr. 2 p. 303 – 312 București 1965

de „rifean" în sens larg, adică pentru intervalul corespunzător proterozoicului superior (tîrziu). În cadrul grupului superior a fost pusă în evidență în Carpații Orientali o discordanță stratigrafică și metamorfică importantă semnalată în diferite rapoarte aflate în Arhiva Comitetului geologic. Existența acestei discordanțe și în Carpații Meridionali a permis divizarea în două sisteme a acestui grup. Necesitatea de a corela seriile cristalofiliene din diferite unități și de a le raporta la sistemele respective ne-a determinat să propunem introducerea unor denumiri locale pentru aceste diviziuni de prim ordin ale grupului superior [3]. Astfel, pentru sistemul inferior, al cărui stratotip este reprezentat prin seria de Făgăraș din Carpații Meridionali, am propus denumirea de „alutian"[4], iar pentru sistemul superior, care prezintă dezvoltarea sa caracteristică în partea de nord a Carpaților Orientali, am introdus termenul de „dornean" [5].

FORMAȚIUNILE PREALUTIENE

Una dintre problemele care au început să se contureze în cursul ultimelor cercetări efectuate în regiunea defileului Oltului este aceea a existenței unor formațiuni prealutiene, depuse ulterior metamorfozării și migmatizării zonelor cutate precambriene vechi. Cartările efectuate în bazinul pîrîului Pleșa și pe valea Oltului, în aval de comuna Boița, au pus în evidență prezența unui complex cu caracter ritmic, constituit din alternanțe de gnaise biotitice și blastodetritice, cuarțite feldspatice și micașisturi, conținînd lentile de calcar rubanat [6]. Acest complex de șisturi cristaline prezintă unele caracteristici, care le deosebesc net de fundamentul gnaisic vechi.

În primul rînd, trebuie să remarcăm predominanța materialului cuarțos în toate tipurile de roci, în forme variate, fie ca mineral constituent principal al rocilor, fie sub formă de galeți. Studiile microscopice indică o creștere generală a cantității de cuarț din roci, gnaisele începînd să cedeze locul cuarțitelor feldspatice. Cuarțitele feldspatice prezintă o dezvoltare largă în cadrul alutianului încît complexele de șisturi cristaline prealutiene se apropie prin caracterele lor litologice mai mult de formațiunile acestui sistem decît de cele gnaisice ale fundamentului vechi. Gnaisele blastodetritice ale complexului ritmic prealutian conțin galeți de cuarț de dimensiuni centimetrice, a căror formă inițială, uneori foarte bine conservată, dovedește caracterul lor detritic.

Un alt caracter important al depozitelor prealutiene este dat de prezența lentilelor de calcar rubanat. Aspectul rubanat al acestor calcare este marcat de alternarea unor fîșii calcaroase albe cu fîșii de culoare închisă, conținînd amfiboli sau biotit. În unele cazuri, calcarele nu prezintă

---

[3] Marcela Dessila-Codarcea, *Contributions à l'étude stratigraphique du protérozoïque de la Roumanie*, Congr. Intern. de Géol., New Delhi, 1964 (sub tipar).

[4] Aluta = Olt.

[5] Țara Dornelor.

[6] Marcela Dessila-Codarcea, *Cercetări geologice în regiunea Tălmăcel — Turnu Roșu*, Arh. Inst. geol., 1965.

aspect rubanat, dar conțin unele forme rotunjite, de dimensiuni variabile (1—3 mm), care se detașează evident din fondul alb al rocii prin culoarea lor cenușie. Ele sînt dispuse pe planele de stratificație, uneori tinzînd a forma mici îngrămădiri lenticulare. Aspectul acestor forme sugerează originea organică.

Caracteristicile depozitelor prealutiene puse în evidență mai sus prezintă date prețioase pentru descifrarea evoluției geologice a zonelor cristalofiliene din Carpați. Punerea în evidență a unor pachete de conglomerate conținînd galeți de cuarț prezintă o importanță deosebită, deoarece pentru prima dată apar astfel de galeți la un nivel stratigrafic inferior în succesiunea șisturilor cristaline precambriene. Schimbarea simultană a caracterului litologic al depozitelor și apariția unor presupuse urme organice marchează, după părerea noastră, o etapă nouă în istoria precambriană a zonelor carpatice. Această etapă a succedat metamorfozării generale și migmatizării sistemelor geosinclinale vechi, în urma cărora ele s-au transformat în sisteme consolidate. În interiorul acestor sisteme cutate vechi existau bazine care au început să se umple cu formațiuni molasoide continentale. Depozitele complexului amfibolitelor din baza sistemului alutian se așternpeste formațiunile prealutiene. Apariția materialului vulcanogen bazic a fost provocată de formarea fracturilor profunde de-a lungul cărora masivul getic a început să se ridice, marcînd prima etapă de evoluție a geosinclinalului alutian. Metamorfozarea generală a formațiunilor prealutiene și a sistemului geosinclinal alutian s-a produs concomitent, în timpul unei faze proterozoice de cutare și de metamorfism.

CICLUL TECTONO-MAGMATIC ALUTIAN

Vulcanismul bazic al ciclului. Alutianul reprezintă partea bazală a grupului superior de șisturi cristaline din Carpați. În vederea stabilirii caracteristicilor lui litologice și metamorfice am utilizat ca stratotip seria de Făgăraș, considerată de autorii anteriori ca rezultînd prin metamorfozarea unor depozite detritice cu interstratificații pelitice marnoase și importante bancuri de calcare (7). Studiul amănunțit al amfibolitelor din defileul Oltului, în zona de dezvoltare a seriei de Făgăraș, a dovedit însă că aceste roci, considerate pînă în prezent ca provenind prin transformarea metamorfică a unor depozite marnoase, au rezultat în realitate din metamorfozarea unui material eruptiv bazic [7]. Astfel, în baza sistemului alutian a fost pus în evidență un complex amfibolitic, constituit preponderent din diferite tipuri de amfibolite asociate cu roci biotito-grafitoase și cuarțite negre, rezultate prin metamorfozarea unor curgeri de lave și tufuri bazice asociate cu silicolite, cu interstratificații de material pelitic bogat în substanță organică. Numeroase alte amfibolite au rezultat prin metamorfozarea unor filoane sau siluri, care străbat atît formațiunile alutiene, cît și complexele de șisturi cristaline mai vechi. Aceste date ne-au

[7] Marcela Dessila-Codarcea, *Cercetări geologice în regiunea Tălmăcel — Turnu Roșu*, Raport, Arh. Inst. geol., 1965.

permis să ajungem la concluzia că depozitele primordiale prin a căror transformare metamorfică a provenit seria de Făgăraş sînt caracterizate prin abundenţa materialului vulcanogen bazic.

Echivalarea complexelor de şisturi cristaline din Carpaţii Orientali asemănătoare din punct de vedere petrografic cu seria de Făgăraş ridică probleme identice şi în această unitate carpatică (2). De altfel remarcăm că amfibolitele seriei de Bretila sau cele din seria de Barnar prezintă aspecte foarte asemănătoare cu amfibolitele din zona defileului Oltului, încît derivarea lor dintr-un material vulcanogen bazic este foarte probabilă. Asocierea frecventă a amfibolitelor cu calcarele nu prezintă un argument hotărîtor pentru a susţine că primele derivă din depozite pelitice-marnoase, cu atît mai mult cu cît datele relative la scuturile vechi obţinute recent dovedesc că în precambrian depozitele marnoase sînt foarte puţin dezvoltate, amfibolitele derivînd în majoritatea cazurilor prin metamorfozarea unui material vulcanogen bazic.

Punerea în evidenţă a prezenţei materialului vulcanogen bazic în partea bazală a alutianului prezintă o importanţă deosebită pentru stabilirea caracterului regiunii geosinclinale în care s-au depus formaţiunile acestui sistem. Existenţa unui complex amfibolitic rezultat prin metamorfozarea unei formaţiuni silicioase-vulcanogene imprimă sistemului alutian un caracter net eugeosinclinal. Poziţia bazală a acestui complex în coloana stratigrafică a alutianului este firească, el fiind depus în stadiul iniţial de dezvoltare a geosinclinalului alutian. Prezenţa formaţiunilor vulcanogene bazice de tip ofiolitic în partea nordică a masivului getic a fost condiţionată de formarea unor fracturi profunde care au provocat ridicarea în bloc a masivelor cristaline Cozia — Cumpăna, Sebeş — Lotru, Semenic şi a scufundat regiunile înconjurătoare în stadiul precoce al geosinclinalului alutian.

Existenţa unor complexe amfibolitice (seria de Drăgşan) cu caracter ofiolitic în autohtonul danubian pune problema prezenţei termenilor bazali ai alutianului şi în partea sudică a masivului getic. De fapt era foarte firesc ca ridicarea masivului getic să fie condiţionată de apariţia unor fracturi profunde, direcţionale faţă de structura sa, atît la nord, cît şi la sud.

Formaţiunile sinorogene alutiene. Stadiul următor al geosinclinalului alutian este reprezentat în Carpaţii Meridionali (partea centrală) prin formaţiunile ritmice ale complexului micaşisturilor grafitoase şi complexului cuarţitelor feldspatice, încheindu-se cu faciesuri calcaroase puţin profunde. Remarcăm de asemenea că cercetările de detaliu pe care le-am întreprins recent în regiunea defileului Oltului pun în evidenţă existenţa unei discordanţe între complexul amfibolitelor şi complexul imediat superior stratigrafic al micaşisturilor grafitoase care acoperă diferiţi termeni aparţinînd complexului amfibolitelor. Acest fapt se acordă foarte bine cu încadrarea acestor două formaţiuni în etaje structurale deosebite, corespunzătoare primelor două stadii de evoluţie ale geosinclinalului alutian. În celelalte unităţi carpatice, datele existente indică prezenţa unor formaţiuni predominant detritice psamo-pelitice, însoţite

uneori de manifestări ale unui vulcanism acid, separate de asemenea printr-o discordanță de termenii geometric inferiori (Carpații Orientali).

Granitele alutiene. În stadiul următor al dezvoltării geosinclinale s-a produs punerea în loc a unor masive granitoide sinorogene. Aceste masive nu depășesc limita superioară a formațiunilor cristalofiliene atribuite alutianului, fiind legate, evident, de ciclul tectono-magmatic al acestui sistem, cum sînt masivele granitoide sinorogene de Șușița și Tismana din autohtonul danubian.

CICLUL TECTONO-MAGMATIC DORNEAN

Seria de Sibișel ca termen inferior al ciclului. În decursul cercetărilor recente efectuate în regiunea defileului Oltului a început să se contureze mai clar problema relațiilor dintre seria de Făgăraș și seria de Sibișel. Aceasta din urmă a fost separată și descrisă pentru prima dată în regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu (3). Ulterior a fost pusă în evidență continuarea acestei serii spre sud, în bazinul văii Tălmăcelului[8]. Atribuirea seriei de Sibișel pe baze palinologice părții superioare a rifeanului (9) impune încadrarea ei cît mai exactă în coloana stratigrafică a precambrianului. Pe baza datelor existente în literatură am înglobat, în 1964, seria de Sibișel împreună cu seria de Făgăraș în sistemul rifean inferior. Cercetarea regiunii de la vest de Olt, dintre valea Tălmăcelului și valea Lotrioarei (regiunea Tălmăcel — Turnu Roșu), unde după hărțile existente (7) harta geologică a Republicii Socialiste România, scara 1: 500 000) aceste două serii vin în contact, trebuia să aducă soluționarea acestei probleme. Cartările efectuate în această regiune au pus însă în evidență existența unui horst de direcție nord—sud, constituit din roci gnaisice, care separă formațiunile seriei de Făgăraș la est de cele ale seriei de Sibișel la vest. Pentru stabilirea relațiilor dintre aceste două serii se impunea deci, utilizarea altor metode. În primul rînd am încercat să comparăm coloana stratigrafică a seriei de Sibișel cu succesiunea complexelor de șisturi cristaline care constituie seria de Făgăraș în regiunea defileului Oltului. Neconcordanțele constatate între succesiunea complexelor cristalofiliene, pe de o parte, și între caracteristicile lor litologice și metamorfice, pe de altă parte, sugerează ideea apartenenței acestor două serii la cicluri tectono-magmatice diferite. În al doilea rînd, din examinarea hărții geologice ridicate între valea Tălmăcelului și valea Lotrioarei se constată o deosebire evidentă și din punct de vedere tectonic; seria de Făgăraș este caracterizată prin cute largi, contrastînd vădit cu stilul tectonic imbricat al seriei de Sibișel. Aceste considerente ne sugerează încadrarea seriei de Sibișel în partea bazală a dorneanului. Apariția acestei serii în Carpații Meridionali (partea centrală) trebuie explicată prin rejucarea zonelor de fracturi profunde din jurul masivului getic în stadiul precoce de dezvoltare al geosinclinalului dornean; acest fenomen a determinat punerea în loc

[8] Marcela Dessila-Codarcea, *Cercetări geologice în regiunea Tălmăcel*, Raport, Arh. Inst. geol., 1964.

a unei formațiuni cu caracter ofiolitic, urmată de o sedimentație terigenă de facies puțin profund. Spre sud a avut loc pătrunderea regimului geosinclinal chiar în interiorul masivului, de-a lungul unei zone tectonizate de direcție nord—sud.

Limitarea răspîndirii formațiunii ofiolitice dorneene numai la anumite porțiuni ale arcului carpatic este explicabilă; punerea în loc a materialului vulcanogen bazic a avut loc numai în zonele în care existența unor sisteme de fracturi vechi au permis din nou ascendența lavelor spre suprafață. Sîntem convinși că și în aria de dezvoltare a formațiunilor epimetamorfice din Carpații Orientali vor fi puși în evidență termeni corespunzători acestui stadiu al geosinclinalului dornean.

Metaflișul intracarpatic. Cercetările recente efectuate în Masivul Gîrbova [9] au pus în evidență existența unui metafliș intracarpatic. Stabilirea unei scheme de evoluție paleotectonică a zonelor carpatice pune problema de a se stabili ciclul tectonic căruia îi aparține această formațiune de fliș metamorfozată, dezvoltată în interiorul arcului carpatic. Datarea acestui metafliș se impune în primul rînd, deoarece posibilitatea unei vîrste paleozoice nu trebuie neglijată. Pînă în prezent nu posedăm încă date palinologice pentru stabilirea vîrstei exacte a seriei de Gîrbova. Într-un material foarte asemănător din punct de vedere litologic și metamorfic, reprezentat prin filite și roci ardeziene asociate cu metasubgraywacke, provenind din fundamentul bazinului Transilvaniei, la nord de Masivul Gîrbova, Violeta Iliescu [10] a pus în evidență prezența a două forme de *Leiosphaeridium* sp. Spori de acest tip apar în proterozoic. Pe baza acestor date am semnalat existența unor formațiuni terigene aparținînd rifeanului superior în partea de sud-est a fundamentului bazinului Transilvaniei, pe care am încadrat-o, împreună cu formațiunea șisturilor verzi din Dobrogea, în sistemul R. III (2). Ulterior D. Beju a analizat o cantitate mai mare din acest material, punînd în evidență o bogată asociație de spori asemănători [11]. Deoarece în această asociație nu s-au întîlnit și spori care apar în paleozoicul inferior, se apreciază că aceste formațiuni pot fi atribuite proterozoicului superior. Asemănarea vădită dintre această formațiune terigenă și seria de Gîrbova din punct de vedere litologic și metamorfic, cît și apariția lor în regiuni apropiate în interiorul arcului carpatic ne dau posibilitatea să atribuim precambrianului metaflișul Masivului Gîrbova.

Datele existente în literatura geologică sugerează posibilitatea extinderii acestui fliș vechi în versantul nordic al Masivului Făgăraș, unde R. Dimitrescu (5) menționează în zona de Poiana Neamțului prezența unor gnaise psamitice. Spre nord, în împrejurimile comunei Tomești, D. Patruliu s, Elena Popa și Ileana Popescu [12], reexami-

[9] M. Dessila-Codarcea, M. Borcoș și A. Arghir-Drăgulescu, *Cercetări geologice în masivul Gîrbova*, Arh. Inst. geol., 1965.

[10] Violeta Iliescu, 1964, comunicare verbală.

[11] D. Beju, 1965, comunicare verbală.

[12] Comunicare verbală, 1965.

nînd formațiunea blastodetritică semnalată de A. Streckeisen, au recunoscut pe Valea lui Gabor un pachet de șisturi în care se găsesc intercalate microconglomerate cu elemente de cuarț. Peste aceste șisturi urmează de obicei în continuare roci cu aspect gnaisic, care, după cum arată studiul microscopic pe care l-am efectuat, reprezintă microconglomerate graywackice metamorfozate. Aceste date indică o extindere amplă a acestui fliș vechi și în partea interioară a arcului carpatic.

Rămîne să stabilim poziția acestui metafliș într-una din diviziunile proterozoicului din regiunile carpatice. Compararea conținutului microfloristic al depozitelor terigene din fundamentul Bazinului Transilvaniei și acela al formațiunii șisturilor verzi din Dobrogea pune în evidență existența acelorași forme de spori [13]. Această constatare conduce la admiterea sincronismului metaflișului intercarpatic și metaflișului extracarpatic, reprezentat prin formațiunea șisturilor verzi din Dobrogea. Posibilitatea sincronismului parțial al acestor formațiuni vechi de fliș și a depozitelor aparținînd dorneanului a fost deja arătată (2). În această privință remarcăm că după punerea în loc a complexului ofiolitic în stadiul precoce al geosinclinalului dornean, cînd aveau loc în zonele carpatice mișcări descendente, a urmat în regiunile din jur o perioadă caracteristică prin mișcări ascendente în timpul căreia s-au depus formațiuni sinorogene de fliș. În acest timp, în zonele mai stabile din apropierea masivului getic sau în ariile de dezvoltare mai mare a sistemului cutat alutian se depuneau formațiuni de facies puțin adînc, caracterizate prin dezvoltări importante de calcarenite, aparținînd sistemului dornean (Carpații Orientali, Poiana Ruscă).

CONCLUZII

În perioada actuală a dezvoltării științelor geologice, determinarea etapelor timpurii ale istoriei tectonice a teritoriului țării noastre se impune în mod acut. Corelarea hărților geologice și tectonice la diferite scări cu cele ale țărilor limitrofe în vederea elaborării hărților de ansamblu la scară continentală necesită divizarea imenselor stive de șisturi cristaline precambriene și datarea lor. Prin sintetizarea datelor recente obținute în urma aplicării metodelor noi în studiul formațiunilor cristalofiliene am încercat să obținem o schemă a evoluției geologice anteordoviciene a teritoriului României (2). Cercetările efectuate în campania anului 1964 au adus unele date suplimentare care contribuie la conturarea sau clarificarea problemelor ce se ridică în munca de reconstituire a evoluției geologice a zonelor cristalofiliene carpatice.

Ipoteza existenței unui masiv getic, rezultat prin fragmentarea platformei care unea în timpul arhaicului și proterozoicului inferior Platforma Rusă de Platforma Africană, se impune din ce în ce mai mult. În jurul acestei rămășițe din fundamentul vechi s-a produs dezvoltarea progresivă a zonelor cutate din ce în ce mai noi, începînd cu baicalidele și continuîndu-se cu hercinidele și alpidele. Masivul getic apare înconjurat

[13] Violeta Iliescu, 1965, comunicare verbală.

de formaţiuni proterozoice, ale căror structuri îl mulează în imediata apropiere (Carpaţii Meridionali). În zonele mai depărtate (Carpaţii Orientali), direcţia baicalidelor se schimbă, devenind NV—SE, antrenînd şi fundamentul vechi. Remarcăm că în această unitate carpatică a fost semnalat cazul unor compartimente în care structurile prezintă direcţii diferite, explicate insuficient prin intervenţia unei tectonici disjunctive ulterioare. Ele reprezintă, după părerea noastră, mult mai probabil rămăşiţe din fundamentul vechi a căror direcţie nu a fost schimbată de cutarea baicaliană.

Maturizarea zonelor carpatice s-a efectuat în decursul mai multor cicluri tectonice. Imediat după transformarea sistemului geosinclinal alutian în sistem cutat au avut loc mişcări epirogenice negative, care au determinat începerea ciclului tectonic dornean fără interpunerea unei etape molasice. Formaţiunile sistemului alutian afectat de o cutare incipientă au fost acoperite imediat de depozitele dorneene, formînd ulterior împreună o singură structură cutată. În literatura geologică se cunosc cazuri similare. Astfel, în zona cutată Delhi Arvalli din India, gnaisele aparţinînd arhaicului timpuriu sînt acoperite de depozitele proterozoicului superior din sistemul Delhi, constituind împreună o singură structură cutată.

Transformarea sistemului geosinclinal dornean în sistem cutat a determinat formarea baicalidelor. O dată cu apariţia baicalidelor, o parte a zonelor carpatice îşi pierd mobilitatea geosinclinală. În paleozoicul superior s-au format o serie de culoare sau mici fose în care s-au sedimentat depozite terigene, bogate în materie cărbunoasă. În regiunea Ocna de Fier — Bocşa Montană, Al. Codarcea (1) a menţionat astfel de depozite (conglomeratele negre de pe ogaşul Harca) Violeta Iliescu[14] a demonstrat, pe baza analizării conţinutului microfloristic, prezenţa paleozoicului superior în Masivul Poiana Ruscă, reprezentat prin depozite asemănătoare din punct de vedere litologic, foarte puţin metamorfozate, apărînd în aria de răspîndire a formaţiunilor proterozoice, datate de asemenea pe baze palinologice. Remarcăm cu această ocazie că tendinţa de a se atribui paleozoicului mediu şi inferior complexe de roci avînd poziţie geometrică inferioară în raport cu depozite atribuite paleozoicului superior pe baza faunelor caracteristice s-a manifestat şi în alte ţări. Astfel, în Uniunea Sovietică, V. A. Nikolaev (1957) a arătat că într-o primă etapă de cartare geologii încadrau în paleozoicul mediu şi inferior formaţiunile nefosilifere situate sub depozitele paleozoicului superior, datate pe baza criteriilor biostratigrafice. Aceste scheme s-au dovedit eronate şi în multe cazuri au fost atribuite proterozoicului terenuri imense în partea de nord-est a Kazahstanului şi în nordul Tian-Şanului. Revenind la ţara noastră, subliniem că nu înlăturăm posibilitatea existenţei paleozoicului inferior şi mediu în regiunile carpatice. Datele geologice de care dispunem ne determină însă să limităm deocamdată această posibilitate la autohtonul danubian şi la Munţii Apuseni. În unele masive cristaline (Poiana Ruscă) s-a dovedit prin analizarea conţinutului microfloristic

[14] *Studiul palinologic al depozitelor paleozoice de la Secu şi al şisturilor cristaline din Poiana Ruscă*, Raport Arh. Inst. geol., 1965.

prezența depozitelor paleozoicului superior. Caracterele litologice și metamorfice ale acestor depozite ne sugerează ideea posibilității existenței lor și în alte masive cristaline. Ușoara metamorfozare a acestor depozite și antrenarea lor împreună cu baicalidele în structuri imbricate fac însă foarte dificilă separarea lor pe teren. La stabilirea limitelor între grupe și sisteme, importanța principală revine în primul rînd factorilor paleontologici și în al doilea rînd celor litologici (S a ț k i, 1952, cf.(11)), încît numai prin studii palinologice sistematice se vor putea delimita exact termenii care aparțin paleozoicului de formațiunile precambriene.

Stabilirea existenței mai multor cicluri tectonice vechi ridică problema atribuirii lor ciclurilor precambriene. După cum am mai arătat, pe baza datelor palinologice s-a determinat prezența formațiunilor proterozoicului superior. Cutarea și metamorfozarea acestor formațiuni în ciclul baicalian sînt admise din ce în ce mai mult. Determinarea ciclului tectonic căruia îi aparține alutianul este însă mai dificilă. Datorită încadrării formațiunilor alutiene în proterozoicul superior, se ridică problema existenței gotidelor în Carpați. Posibilitatea apartenenței fundamentului mai vechi proterozoicului inferior ar conduce la admiterea existenței karelidelor în zonele carpatice. Trebuie să subliniem că schimbarea caracterelor litologice ale depozitelor, începînd cu formațiunile prealutiene, corespunde destul de bine cu marea reînnoire algomiană, care a avut loc înaintea rifeanului. Neconcordanțele care s-ar putea ivi între datarea ciclurilor tectonice prin metode de vîrstă absolută și evoluția geologică stabilită prin sintetizarea datelor geologice s-ar putea explica prin lipsa de coincidență dintre începutul și sfîrșitul ciclurilor, constatată în urma studiului comparativ ale diferitelor regiuni de pe glob.

Din compararea litologiei diviziunilor precambrianului se observă în mod clar schimbarea caracterelor depozitelor în decursul timpurilor. Grupul inferior de șisturi cristaline este caracterizat prin predominanța depozitelor arcoziene în partea inferioară și a depozitelor pelitice asociate cu vulcanite acide și bazice în partea superioară. O dată cu sedimentația prealutiană încep să apară caractere care se vor accentua din ce în ce mai mult în ciclurile proterozoice și postcambriene : conglomerate cu galeți de cuarț, prezența carbonatitelor și a materialului cărbunos. Ciclul alutian se caracterizează printr-o dezvoltare puțin pronunțată a formațiunilor sinorogene de fliș, care vor lua însă o extindere mare în ciclul următor. Trebuie să subliniem că această evoluție coincide destul de bine cu schemele obținute prin sintetizarea datelor în diferite continente sau de pe întreg globul.

Elucidarea evoluției zonelor cristalofiliene este o sarcină dificilă, deoarece, din cauza intervenției proceselor de metamorfism general, caracterele primordiale ale formațiunilor, relațiile dintre ele, discordanțele stratigrafice și tectonice sînt greu de stabilit. Noi am încercat să aducem în discuție unele probleme legate de rezolvarea acestei sarcini. Sperăm că aceste probleme vor deveni ipoteze de lucru pentru a fi verificate, corectate, îmbunătățite sau completate de fiecare cercetător al terenurilor cristalofiliene în sectorul său de activitate. Numai prin concentrarea colectivă a eforturilor vom reuși să clarificăm dificila problemă a evoluției precambriene a teritoriului țării noastre.

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea Al., *Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier—Bocșa Montană*, An. Inst. geol. Rom., 1930, **XV.**
2. Codarcea—Dessila M., *Considerațiuni asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali (regiunea Rășinari—Cisnădioara—Sadu)*, An. Com. geol., 1964, **XXXIV.**
3. — *Studiul geologic și petrografic al regiunii Rășinari—Cisnădioara—Sadu*, Com. geol. Mem., 1965, **VI.**
4. Dimitrescu R., *Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa*, An. Com. geol., 1958, **XXXI.**
5. — *Structura părții centrale a munților Făgăraș*, Asoc. carpato-balc., Congr. V, 1963, **II.**
6. Gherase N. și Dimitrescu R., *Structura geologică a masivului Ezer—Păpușa (bazinul rîului Tîrgului)*, D.d.s. Com. geol., 1964, **IXL.**
7. Ghica—Budești Șt., *Les Carpathes Méridionales centrales (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi)*, An. Inst. geol. Rom., 1939, **XX.**
8. Mirăuță O., *Șisturile verzi din regiunea Dorobanțu—Măgurele (Dobrogea centrală)*, D.d.s. Com. geol., **L**, 1963, partea a II-a.
9. Naumova S. N., Codarcea—Dessila Marcela și Iliescu V., *Asupra prezenței rifeanului și unele formațiuni cristalofiliene din Carpații Meridionali Centrali*, Com. Acad. R.P.R., 1962, **XII**, *11*.
10. — *Resturi de plante în complexele de șisturi cristaline din Carpații Meridionali centrali*, St. cerc. de geogr.-geol., Seria geol., 1964, **IX**, *1*.
11. Николаев В. А., Горлов Н. В., Суркин К. А., Судовиков Н. Г., Масленников В. А., Присатикина Л. А., *Методическое руководство геологическому картированию метаморфических комплексов*. Под редакцией В. А. Николаева, Госгеолтехиздат, Москва, 1957.
12. Răileanu Gr. și Năstăseanu S., *Asupra prezenței formei Artrophycus alleganensis (Harlau) în formațiunile paleozoice inferioare din Carpații Meridionali (Valea Idegului)*, An. Univ. Buc., seria șt. nat., 1959, *18*.
13. Streckeisen A., *Sur la tectonique des Carpathes Méridionales*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI.**

Institutul geologic al Comitetului geologic

Primit în redacție la 19 mai 1965

ASUPRA NEOGENULUI SUPERIOR ŞI A PONŢIANULUI S. STR. DIN BAZINUL DACIC

DE

N. MACAROVICI, FL. MARINESCU şi I. C. MOTAŞ

55(05)

Printr-o succintă prezentare a celor mai recente date privind stratigrafia neogenului superior din România (între volhinian şi villafranchian) se încearcă sistematizarea acestor date pentru întregul Bazin Dacic şi corelarea lor atît cu bazinele Pannonic şi Caspic-Euxinic, cît şi cu Europa de vest. Se constată că partea superioară a sarmaţianului pannonic se corelează cu „stratele cu *Cryptomactra*" din bessarabian. Pentru ponţianul inferior se propune folosirea termenului odessian. Analizarea datelor cunoscute asupra dacianului permite stabilirea unei noi subdiviziuni, geţianul, cuprinsă între ponţian şi dacianul s. str. Totodată se face o discuţie asupra limitei miocen-pliocen în domeniul Parathethys, încercîndu-se unele corelări cu Mediterana occidentală.

Dintre numeroşii cercetători care s-au ocupat de corelarea neogenului superior din Europa orientală şi occidentală, fără îndoială N. Andrusov marchează o epocă. Paralelizările sarmaţianului şi pliocenului din bazinele Ponto-Caspic, Dacic şi Panonic, precum şi corelările cu seriile echivalente din Mediterana occidentală întrevăzute de N. Andrusov (1), sînt în bună măsură valabile şi astăzi.

Bazinul Dacic [1], care mijloceşte legătura dintre domeniul panonic şi domeniul ponto-aralo-caspic, a atras întotdeauna atenţia cercetătorilor. Printre autorii care, în afară de N. Andrusov, s-au ocupat de corelarea generală a sarmato-pliocenului din Bazinul Dacic menţionăm pe S. Athanasiu, W. Teisseyre, I. P. Ionescu-Argetoaia, E. Jekelius, S. Gillet, K. Krejci-Graf şi apoi A. G. Ebersin, A. Papp, P. M. Stevanović, etc.

[1] Denumit Bazin Getic de A. G. Ebersin; Bazin Geto-Dacic de unii cercetători români.

St. cerc. geol. geofiz. şi geogr. Seria geologie t. 10, nr. 2 p. 313–323, Bucureşti 1965

În cadrul Comitetului neogenului mediteranean, problema limitelor şi a subdiviziunilor pliocenului au fost detaliate de către A. Papp, E. Thenius, A. Winkler-Hermanden. Lucrările Comisiei pentru unificarea scării stratigrafice a terţiarului din regiunea crimeo-caucaziană (Baku, 1959) prezintă de asemenea un material amplu. O vedere de ansamblu foarte completă se datoreşte lui S. Gillet (14).

Datele acumulate încă de multă vreme în ţara noastră şi punerile la punct mai recente (începînd cu 1956) sînt de natură să precizeze anumite detalii de paralelizare.

Bazinul Dacic, cu puternice serii molasice, cuprinde zone în care există continuitate aproape neîntreruptă de la sarmaţian la pleistocen. Aceste succesiuni cuprind strate cu resturi de *Hipparion*. Nivelele cu *Congeria* şi imigranţii panonici subliniază relaţiile cu bazinele Dunării mijlocii. Relaţiile strînse cu Bazinul Euxinic sînt de asemenea foarte clare. Mai ales în ponţianul superior, Bazinul Dacic dă emigranţi către est [2].

Iată deci o serie de particularităţi care fac din Bazinul Dacic una dintre regiunile cele mai favorabile pentru corelările generale ale neogenului superior.

O punere la punct, după datele recente, a stratigrafiei sarmaţianului şi pliocenului este înfăţişată în tabelul nr. 1. Ea urmăreşte mai ales să sublinieze importanţa subdiviziunilor ponţianului s. str. O încercare de corelare este prezentată în tabelul nr. 2. Ea nu se deosebeşte în mod esenţial de concluziile la care au ajuns A. Winkler-Hermanden (46) şi S. Gillet (13), (14). Socotim că relaţiile dintre messinian şi pannonian s. str., plaisancian şi ponţian s. str. etc. mai trebuie încă lămurite.

Datele pe care le prezentăm ar putea servi pentru discuţiile cu privire la limite şi pentru stabilirea de etaje general valabile în cadrul pliocenului mediteranean.

SARMAŢIANUL

Sîntem de acord cu S. Gillet pentru a considera buglovianul (baza sarmatianului) ca încheind ciclul de sedimentare al tortonianului din avanfosa carpatică şi din domeniul panonic. Buglovianul urmează aici, într-adevăr, peste nivelul cu *Venus konkensis*, găsit în partea terminală a tortonianului din Subcarpaţii Munteniei (40); echivalentele acestui nivel ocupă aceeaşi poziţie în Oltenia, Transilvania şi Maramureş.

Volhinianul din Bazinul Dacic nu pune probleme deosebite; limita sa superioară este uneori greu de stabilit în faciesurile argilo-marnoase, care se continuă fără întrerupere în bessarabianul inferior.

Pentru bessarabian precizăm:

1. Orizontul inferior (stratele cu *Cryptomactra*) este comun pentru bazinele Euxinic, Dacic şi Panonic. *Cryptomactra pesanseris* a fost descoperită (1963) în argilele marnoase bessarabiene din Bazinul Sălajului, în Transilvania (foraje), care sînt acoperite în continuitate de către pannonian.

[2] Este vorba de migraţiile panonice şi getice (A. G. Ebersin, 1949).

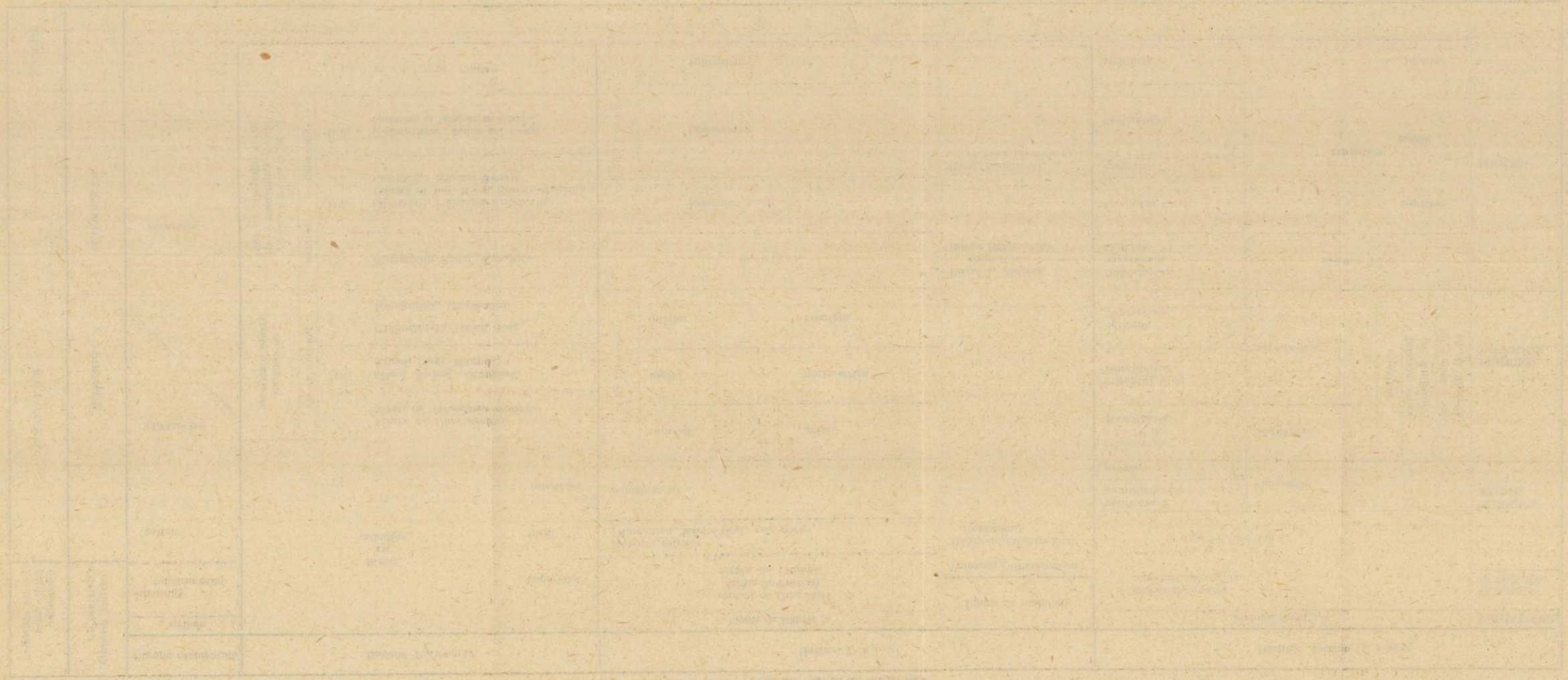
Tabelul nr. 2

Încercare de corelare a neogenului superior din bazinul Dacic

Limite utilizate pentru baza pliocenului	Diviziuni de corelare generală	Europa occidentală	Bazinul Panonic				Bazinul Dacic			Faune de mamifere	* Bazinele Euxinic şi Caspic			PLEISTOCEN
		sicilian	Strate cu paludine			superioare	strate de Babele				ciaudian/bakinian			PLEISTOCEN
		calabrian villafranchian					orizont cu *Unio sturi* strate de Frăteşti strate de Cîndeşti			Tuluceşti (villafranchian)	gurian/apşeronian tamanian/akciagîlian			PLIOCEN SUPERIOR
PLIOCEN		astian				medii	levantin inferior (Rumanian, Krejci-Graf, *pro parte*)			Măluşteni (Montpellier-Roussillon)	k u i a l n i k i a m			
						inferioare	dacian s. str.				panticapean kamîşburunian	kimmerian		PLIOCEN MEDIU
	PONTIUM	plaisancian									azovian			
			strate superioare cu congerii	Ponţian s. str	Strate cu *Unio welzleri* Strate cu *Prosodacna wutskitsi*		ponţian	superior	geţian		orizonturile I–IV de Kamîşburun	bosphorian	ponţian inferior super. (N. Andrusov) inf. | med. | sup. (A. G. Ebersin)	PLIOCEN INFERIOR
					H/G (Tirol, Zorleni, Okrugliak, Arpad, Nagy Mányok)			mediu	portaferrian		orizontul V de Kamîşburun	novorossian		
					F (Rădmăneşti, Tihani, Kúp, Konopljiste, Glogovniča)			inferior	odessian		odessian eupatorian			
3														
2	PANNONIUM	messinian	strate inferioare cu congerii — Pannonian s. str. P. M. Stevanović	Serbian	E (Cîmpulung-Banat, Karagać)		meoţian			Plopana, Zorleni, Giurcani Barna (pikermian)	tmutarakian bagerovian kapkian	meoţian		MIOCEN
				Slavonian	D/C (Mermeşti, Hălmagiu-Crişul Alb, Poienii de Sus -Beiuş, Soceni, Mehadia Ciuchici, ? Nicolinţ-Banat)		sarmaţian		kersonian s. str.		kersonian s. str.	sarmaţian	superior	
1					B/A (Şoimi-Beiuş; faune cu *Cong. banatica* şi *Orygoceras*-Banat),				bessarabian	Păun, Comăneşti, (? infra-pikermian)	rostovian bessarabian		mediu	
MIOCEN			s a r m a t i u m (Suess)						volhynian		volhinian		inferior	
			T O R T O N I A N											

1. Limita miocen-pliocen propusă de A. Papp E. Thenius.
2. Limita miocen-pliocen utilizată în România.
3. Limita miocen-pliocen general admisă în U.R.S.S., acceptată de A. Winkler-Hermaden, S. Gillet, etc.

* Împărţirea pliocenului după N. Andrusov şi A. G. Ebersin. Alţi autori plasează limita pliocen-pleistocen la baza akciagîlianului sau între kuialnikul inferior şi superior.



Tabelul nr. 1

Ponţianul s. str. în cadrul neogenului superior din bazinul Dacic (România)

VILLAFRANCHIAN			Strate de Cîndeşti şi nivelul superior de la Bucovăţ				
LEVANTIN INFERIOR (= Rumanian, KREJCI-GRAF, *pro parte*)			„Strate cu unionizi sculptaţi" (nivelul inferior de la Bucovăţ), cu intercalaţii de lignit: *Unio* (*lenticularis, condai, bielzi, cymatoides* etc.), *Viviparus* (*bifarcinatus* & s. sp., *dezmanianus, mammatus, turgidus* etc.)				Depozite continentale Colmatarea bazinului
DACIAN s. str.	Strate cu *Psilodon* s. str.	Succesiunea completă în Muntenia orientală, în cutele externe dintre Buzău şi Cricov (Depresiune Valahă)	Dezvoltat incomplet sau absent în Muntenia occidentală şi Oltenia (Depresiunea Getică).	Nisipuri şi marne cu intercalaţii de gresii feruginoase, marne argiloase roşcate-vinete, strate de lignit: *Unio* (*sturdzae, rumanus, craiovensis — slanicens, prominulus*), *Prosodacna* (*neumayri, euphrosinae, haueri, porumbari, sturi*), *Stylodacna heberti* (f. *typica*), *St. zamphiri, Viviparus* (*bifarcinatus, woodwardi, argensiensis, rumanus, neumayri*), *Bulimus speciosus, Melanopsis esperoides* etc.			Cinerite Puternică regresiune a mării-lac
P O N T I A N	GETIAN	Strate cu *Pachydacna* / Strate cu planum planum	OLTENIA Stratele inferioare de lignit din Bazinul Motru: *Prosodacna stenopleura, Unio, Hyriopsis, Viviparus argesiensis, Melanopsis* etc.	MUNTENIA OCCIDENTALĂ Strate de Vîrfuri şi Vîlcăneşti (N. Andrusov, 1895) = „ponţian superior" (Krejci-Graf, pro parte).	Intercalaţii de lignit la Schitu-Goleşti, Şotînga, Ceptura	MUNTENIA ORIENTALĂ Dacian inferior (*pro parte*) de la Dogari — Beceni (N. Macarovici, 1961)	
			Strate de Malovăţ (ponţian superior, Ionescu-Argetoaia, S. Gillet etc.): *Tauricardium apertum, Arpadicardium peregrinum, Bosphoricardium emarginatum, Ecericardium, Phyllocardium planum planum, Paradacna, Plagiodacna, Prosodacna* (*fischeri, orientalis, sturi, longiuscula*), *Caladacna, Pseudocatillus, Pontalmyra, Dreissena, Dreissenomya, Unio rumanus, Viviparus* (*achatinoides, neumayri*), *Bulimus, Melanopsis, Lithoglyphus, Zagrabica, Valenciennesia* etc.	*Tauricardium, Bosphoricardium, Limnodacna, Phyllocardium planum planum, Paradacna, Plagiodacna, Prosodacna* (*longiuscula, orientalis, rumana, stenopleura, semisulcata, munieri, haueri*), *Pachydacna, Parapachydacna* (?), *Stylodacna heberti* s. sp., *Pontalmyra, Unio rumanus, Zagrabica, Valenciennesia* etc.		*Prosodacna* (*rumana, orientalis, sturi, munieri, haueri*), *Stylodacna heberti* sp., *Pachydacna, Parapachydacna, Pontalmyra, Zagrabica, Melanopsis, Viviparus* (*neumayri, achatinoides*) etc.	Ingresiuni locale
	PORTA-FERRIAN	Strate cu *rhomboidea*	Facies marnos în general: lumaşele şi falune (Tg.-Jiu, Turnu-Severin, Boteni, Pietrari), intercalaţii de lignit (Otăsău — Cernişoara, Pescăreasa — Boteni): *Congeria* (*rhomboidea* & s. sp. *marcovici, turgida, subcarinata, subcarinata botenica, digitifera*), *Dreissena, Dreissenomya, Tauricardium petersi, Euxinicardium* (*nobile, subodessae* etc.), *Arpadicardium mayeri, Bosphoricardium, Phyllocardium planum stevanovici, Ph. planum lunae, Ph. planum giganteum, Paradacna* (*abichi, retowsky, andrusovi*), *Prosodacna* (*rumana, orientalis, sturi, stenopleura*), *Caladacna, Pseudocatillus, Valenciennesia* etc.				Maximum de extindere a mării-lac
	ODESSIAN	Strate cu *abichi* fauna de Odesa	Facies marnos în general, greso-calcaros şi calcaros la Pietrari (bazinul Dîmboviţei) şi la Pănătău (bazinul Buzăului): *Congeria* (*rhomboidea rumana, zagrabiensis, subcarinata, novorossica, digitifera*), *Dreissena tenuissima, simplex, prerimestiensis*), *Limnocardium* (*zagrabiense, riegeli*), *Euxinicardium subodessae, Paradacna* (*abichi, lenzi*), *Prosodacna littoralis* s.l., *Plagiodacna, Pseudocatillus Didacna otiophora orientalis, Pontalmyra novarossica, Valenciennesia* etc.				Ingresiune
MEOŢIAN		Mediu şi superior	Strate cu „*Congeria novorossica*" (= *C. subnovorossica* Ossaul. = *C. navicula* Andrus.), strate cu *Leptanodonta rumana*: *Congeria* (*navicula, panticapaea, panticapaea tournoueri*), *Hydrobia* etc.				Cinerite Ingresiune
		Inferior	Strate cu *Dosinia*: *Dosinia maeotica, Abra tellinoides, Ervilia minuta, Modiolus incrassatus minor, Mactra* sp. (Oltenia), *Cardium* sp. (Oltenia), *Pirenella disjunctoides* etc.				Cinerite
			Nivel cu congerii de tip panonic, *Unio, Theodoxus, Helix* etc.				Ingresiune
S A R M A T I A N	KERSONIAN s. str.		*Mactra caspia, M. orbiculata, M. bulgarica, M. supernaviculata, Helix* etc.				Cinerite Regresiuni locale
	BESSARABIAN		Nisipuri de Mingir şi strate de Văleni (strate de trecere) cu *Mactra tapesoides* Nisipuri de Scheia cu *Mactra fabreana* Calcarul de Repedea cu *Mactra podolica* Strate cu *Congeria* (*neumayri, andrussovi, zoisi, schmidti,* cf. *zujovici,* cf. *ornithopsis* etc.), *Cardium fittoni, Mactra, Barbotella* etc.		Intercalaţii de diatomite şi bentonite în Dobrogea meridională		Cinerite Transgresiune în Dobrogea de sud
			Strate cu *Cryptomactra pesanseris* şi *Cardium barboti*				Cinerite Transgresiuni locale
V O L H I N I A N							

Aceeaşi poziţie ocupă depozitele conţinînd fauna stratelor cu *Cryptomactra* în Maramureş, la Baia Mare şi în Banat (la Mehadia).

De altfel prezenţa acestui nivel este dovedită pentru întreg bazinul panonic (14).

Ajungem astfel să admitem că sarmaţianul lui Suess trebuie să corespundă cu volhinian + orizontul cu *Cryptomactra* [3] (micropaleontologii români desemnează de obicei acest ansamblu ca S_1).

2. Orizontul mijlociu al bessarabianului începe la nivelul cu *Cardium fittoni*. El cuprinde calcare care, în Moldova centrală (18), se aşază peste un nivel cu *Congeria* de tip panonic (tabelul nr. 1). Congerii de acelaşi tip sînt cunoscute în Bazinul Comăneştilor şi în regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali. Ele au fost descoperite recent şi în Oltenia.

Acesta este primul nivel cu *Congeria* din succesiunea sarmato-pliocenă a Bazinului Dacic ; el corespunde cu partea inferioară a pannonianului s. str. (slavonian inferior).

Tot în partea mijlocie a bessarabianului se găsesc, în Dobrogea meridională, diatomite şi bentonite cu resturi de *Phoca*. Aceste diatomite amintesc orizontul cu *Tripoli* din messianianul italian.

3. La partea terminală a bessarabianului, în apropiere de Iaşi, la Păun, se găsesc resturi de mamifere, printre care hiparioni primitivi, *Ictytherium hipparionum* şi *Aceratherium*. Aceleaşi tipuri sînt cunoscute în Bazinul Comăneştilor ; ele amintesc de cele ale nivelului de Sevastopol şi, de asemenea, pe cele ale infrapikermianului din regiunea Ankara.

4. Partea terminală a bessarabianului din Moldova (nisipurile de Mingir şi stratele de Văleni) ar putea să reprezinte un echivalent al rostovianului [4].

Kersonianul s. str. nu pune probleme, în afară de unele dificultăţi pentru limita sa superioară în regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali şi unele zone din sudul Moldovei (foraje), unde există trecere gradată la meoţian.

MEOŢIANUL

Din punct de vedere paleontologic, meoţianul se poate paraleliza uşor cu cel din Bazinul Euxinic, putînd să fie subdivizat în trei nivele analoge.

Facem următoarele precizări :

1. Orizontul bazal al meoţianului din Muntenia şi din Oltenia (stratele cu *Dosinia*) cuprinde congerii de tip panonic asemănătoare cu cele de la Soceni. Aceste congerii sînt menţionate de asemenea în meoţianul din Bulgaria.

Acesta este al doilea nivel cu *Congeria* din Bazinul Dacic ; el ar corespunde cu partea mijlocie a pannonianului s. str. (slavonian superior).

---

[3] Depozitele din Bazinul Panonic din care A. P a p p menţionează *Cardium plicatofittoni* reprezintă un echivalent al orizontului cu *Cryptomactra*.

[4] Problema rostovianului ar trebui lămurită şi de către micropaleontologi, deoarece se pare că îl trec cîte odată în S_2, cîteodată în S_3.

2. Fauna stratelor cu *Dosinia* (*Dosinia maeotica*, *Abra tellinoides*, *Ervilia minuta*, *Modiolus incrassatus minor*, *Pirenella disjunctoides* etc.) conţine de asemenea *Mactra* sp. şi *Cardium* sp., recent descoperite în Oltenia.

3. Faciesul cu *Dosinia* şi argilele marnoase cu *Radix* din meoţianul inferior şi mijlociu din Oltenia prezintă analogii cu meoţianul din Serbia orientală.

4. Meoţianul mediu şi superior (stratè cu *Congeria novorossica* şi strate cu *Leptanodonta rumana*) sînt caracterizate prin congerii de talie mică (*C. panticapaea panticapaea*, *C. panticapaea tournoueri*, *C. navicula*). *Congeria panticapaea tournoueri* se găseşte mai ales sub intercalaţia cu *Leptanodonta*; *C. panticapaea panticapaea* şi *C. navicula* se găsesc de obicei deasupra leptanodontelor. *Congeria novorossica* din meoţianul din România nu aparţine formei descrisă de Sinzow; este vorba de *Congeria navicula* Andrus. (= *C. subnovorossica* Ossaul.)[5]. *Congeria novorossica novorossica* Sinz. se găseşte în partea inferioară a ponţianului; ea este în general rară în orizontul terminal al meoţianului.

Meoţianul mediu şi superior reprezintă al treilea nivel cu *Congeria*, corespunzînd cu partea superioară a pannonianului s. str. (serbian).

5. Meoţianul din Bazinul Dacic, uneori în continuitate de sedimentare cu kersonianul, alteori discordant pe depozite mai vechi, marchează în general o tendinţă regresivă. Către marginile bazinului, meoţianul este uneori reprezentat numai prin orizonturile sale mijlocii şi superioare (nord-vestul Olteniei); meoţianul lipseşte complet între Cîmpulung şi Curtea de Argeş (Muntenia occidentală), ca şi în Dobrogea.

În Moldova meridională (zona de trecere către Bazinul Euxinic), meoţianul este cuprins într-un facies deltaic care începe cu kersonianul. Acest facies cuprinde faune de tip Pikermi şi intercalaţii de cinerite andezitice. Prezenţa de cinerite asemănătoare în kersonianul marin şi în stratele cu *Dosinia* din regiunea de curbură a Carpaţilor, ca şi în stratele cu *Dosinia* din Muntenia şi Oltenia, permite paralelizarea strictă a celor două faciesuri.

Succesiunea de strate care începe la nivelul cu *Cardium fittoni* (baza bessarabianului mediu) şi care se încheie cu partea terminală a meoţianului poate fi paralelizată direct cu pannonianul s. str. (slavonian şi serbian) în sensul lui P. M. Stevanović. Această succesiune conţine în Moldova trei nivele cu *Hipparion*. Primul (Păun, Comăneşti) se plasează peste partea terminală a bessarabianului (rostovian) şi ar reprezenta infrapikermianul (?); al doilea (Barna) se plasează sub nivelul stratelor cu *Leptanodonta*[6]. Nivelul al treilea (Plopana, Zorleni, Giurcani) se situează la partea terminală a meoţianului. Nivelul de la Barna şi cel de la Plopana sînt net pikermiene; cel din urmă ar putea să reprezinte chiar epipikermianul (?).

[5] Precizarea taxonomică ne-a fost comunicată de către A. G. Ebersin în 1963. D-sa ne-a atras atenţia asupra priorităţii speciei lui Andrusov; materialul de comparaţie pe care a binevoit să ni-l pună la dispoziţie ne-a permis să facem rectificarea şi pentru materialul nostru.

[6] La Barna se găseşte o asociaţie cu *Congeria panticapaea tournoueri*, *C. panticapaea* şi *C. navicula* (N. Macarovici).

PONŢIANUL

Paralelizările cu ponţianul din Bazinul Euxinic sînt în general clare. Prezenţa de specii panonice, mai frecvente în Oltenia (partea occidentală a Bazinului Dacic), permit de asemenea paralelizări strînse cu bazinele Dunării mijlocii.

Subdivizarea ponţianului în „strate cu *abichi*", „strate cu *Rhomboidea*", „strate cu *Phyllocardium*" şi „*Pachydacna*" are o valoare locală; aceste subdiviziuni nu sînt direct corelabile cu subetajele clasice ale ponţianului rusesc. *Paradacna abichi* şi *Valenciennesia* se găsesc în toate depozitele marnoase; *Phyllocardium* este prezent atît în partea mijlocie, cît şi în cea superioară a ponţianului (mai ales în faciesurile nisipoase).

PONŢIANUL INFERIOR

Stratele cu fauna de tip Odesa, mai ales în partea occidentală a Bazinului Dacic, conţin *Congeria rhomboidea rumana* şi *C. zagrebiensis*, precum şi *Limnocardium zagrabiense*, *L. riegeli*, *Didacna otiophora*. *Congeria subcarinata* şi *Congeria novorossica novorossica* sînt de asemenea prezente. În faciesurile grezo-calcaroase din Muntenia occidentală şi orientală, fauna de Odesa cu *Prosodacna littoralis* s.l. şi *Euxinicardium subodessae* este de asemenea foarte clară. Este vorba deci de novorossianul inferior. Acesta este totdeauna în continuitate de sedimentare cu meoţianul superior, trebuind să cuprindă şi un echivalent al eupatorianului pe care nu-l putem separa în mod clar.

Această parte a ponţianului, cum arată şi P. M. Stevanović, prezintă o individualitate netă. De aceea ea este foarte utilă pentru corelările generale. P. M. Stevanović (41) a denumit-o novorossian, conferindu-i un sens mai restrîns decît cel iniţial (este numai partea inferioară a novorossianului rusesc (14)).

Socotim că termenul odessian ar fi poate mai nimerit căci, pe de o parte, ar ţine seama de indicaţia lui Barbot de Marny şi, pe de altă parte, ar sublinia apariţia simultană în Europa occidentală şi orientală a „faunei de Odesa"[7]. Termenul novorossian (s.l.) este foarte util pentru regiunile unde separarea ponţianului mijlociu este dificilă. Acesta este cazul în extremitatea orientală a Bazinului Dacic (curbura Carpaţilor Orientali, între valea Milcovului şi valea Putnei) şi către extremitatea occidentală a Bazinului Euxinic (Moldova meridională).

PONŢIANUL MEDIU

Cuprindem aici stratele cu *Congeria rhomboidea rhomboidea* şi prîmul nivel cu *Phyllocardium*.

Datele recente obţinute în Oltenia (între Jiu şi Dunăre) permit ca acest interval să fie subdivizat în două din punct de vedere paleontologic: nivel in-

[7] Este vorba de migraţia egeeană a lui A. G. Ebersin.

ferior, cu *Congeria rhomboidea rhomboidea*, *Dreissenomya*, *Paradacna*, *Tauricardium petersi*, *Bosphoricardium*; nivel superior, cu *Congeria turgida*, *C. subcarinata botenica*, *C. markovici*, *Tauricardium*, *Euxinicardium*, *Arpadicardium mayeri*, *Bosphoricardium*, *Phyllocardium planum stevanovici*, *Parvidacna*, *Caladacna*, *Chartoconcha rumana* (Wenz) = *Phyllicardium planum rumanum* Wenz, *Pseudocatillus*, *Pontalmyra* (rară) etc.

De notat că acesta este ultimul nivel bogat în *Congeria* din Bazinul Dacic; el corespunde cu portaferrianul definit de P. M. Stevanović (41), această unitate putînd fi foarte bine încadrată mai ales în Oltenia.

După părerea noastră, portaferrianul trebuie să corespundă nu numai cu novorossianul superior (orizontul V de Kamîşburun cu *Congeria subrhomboidea*), dar poate şi cu o parte a bosforianului. Corespondentul panonic al portaferrianului (zona cu *Congeria rhomboidea* şi *C. triangularis*) a fost demonstrat tot de P. M. Stevanović (41). Socotim de aceea că portaferrianul trebuie reţinut ca diviziune general valabilă, cel puţin pentru domeniul Parathetys.

Precizăm că la nivelul portaferrianului se plasează maximul de extensiune a mării-lac ponţiene din Bazinul Dacic. Acesta ar putea să corespundă cu maximul de transgresiune a plaisancianului.

PONŢIANUL SUPERIOR ŞI DACIANUL

Datele recente şi mai ales analiza detaliată a stratotipului dacianului (27) permit o mai bună precizare a conţinutului ponţianului superior.

Din punct de vedere paleontologic constatăm că în Bazinul Dacic congeriile subsistă rar în ponţianul superior. În schimb, fauna de *Limnocardiidae* este uşor modificată printr-o abundenţă de *Pontalmyre*, *Arpadicardium peregrinum*, *Bosphoricardium emarginatum*, *Ecericardium*, *Phyllocardium planum planum*, *Plagiodacna*, *Paradacna*, *Prosodacna* (*ficheri*, *sturi*, *logiuscula*, *semisulcata*, *munieri*), *Stylodacna heberti* ssp. etc. Prosodacnele de tip „*Psilodon*" (grupul *haueri*) sînt extrem de rare şi în general de talie mică.

Ponţianul superior este reprezentat prin nivelele cu *Pontalmyra* şi *Pachydacna* de la Beceni (Muntenia orientală), stratele de Malovăţ şi valea Boierească în Oltenia (ponţian superior la I. P. Ionescu-Argetoaia, S. Gillet (12) etc.), stratele de Vîrfurile şi Vîlcăneşti (1) şi ponţian superior (22) în zona cutelor diapire (tabelul nr. 1).

Marea varietate de faciesuri şi, într-o anumită măsură, modul diferit în care autorii au tratat dacianul au adus anumite dificultăţi în precizarea limitei superioare a ponţianului. Însuşi conţinutul dacianului a fost oarecum vag definit la început de către Teisseyre (44). Voind să stabilească un etaj suprapus ponţianului, el atribuia acestuia din urmă numai partea sa inferioară şi medie.

Cu toate că N. Andrusov atrăsese atenţia (1907, 1908) asupra corespondenţei dacianului inferior (strate inferioare cu *Psilodon*) al lui Teisseyre cu ponţianul superior rusesc (bosforian), chestiunea a fost uneori neglijată. Teisseyre însuşi făcea să intre în mod artificial în

ponţianul său, ca „faciesuri", strate sincrone cu dacianul său inferior (deci cu bosforianul), suprapunînd apoi acestora acelaşi dacian [8]. Pentru Teisseyre era mai ales o chestiune de taxonomie ; el îngloba *Stylodacna* şi *Prosodacna* ca subgenuri în genul *Psilodon* al lui Cobălcescu. De aceea stilodacnele mari din grupul *heberti*, prosodacnele din grupul *cobălcescui* şi *P. haueri* deveneau reprezentanţii primitivi ai lui „*Psilodon*", caracterizînd „stratele inferioare cu *Psilodon*". În acelaşi timp, Teisseyre sublinia foarte clar că psilodonii tipici caracterizează „stratele superioare cu *Psilodon*"[9].

Acestea din urmă constituie, de fapt, dacianul s. str., ca etaj suprapus ponţianului [10].

Intervalul care corespunde cu dacianul inferior al lui Teisseyre, aşezat pe portaferrian (ponţian mediu) şi suportînd dacianul s. str., ar trebui să poarte un nume nou (o asemenea recomandare ne-a fost făcută şi de A. G. Ebersin în 1963). Această unitate prezintă individualitate stratigrafică şi paleontologică. Cîteodată, în discordanţă pe marginile Bazinului Dacic (Muntenia, Oltenia, Dobrogea meridională), ea anunţă puternica regresiune a dacianului s. str. Din punct de vedere paleontologic, ea prezintă afinităţi atît cu bosphorianul, cît şi cu kimmerianul inferior (azovian [11]). Stratele de trecere de la portaferrian la dacianul s. str. sînt foarte caracteristice şi net separabile mai ales în Depresiunea Getică (Oltenia şi Muntenia occidentală). De aceea propunem denumirea de „geţian".

Dacă partea superioară a geţianului corespunde efectiv cu azovianul, ar însemna ca acesta să reprezinte mai curînd ponţianul terminal. Problema este în studiu şi urmează să fie rezolvată. În orice caz, în Bazinul Dacic există continuitate de sedimentare, în timp ce în sudul U.R.S.S. kimmerianul mediu (kamîşburunianul) este transgresiv.

Geţianul devine deci ponţianul superior din Bazinul Dacic (tabelul nr. 1) ; el înlocuieşte „dacianul inferior" (auctorum) şi „ponţianul superior" (auctorum), care nu sînt decît faciesuri locale. Dacă geţianul corespunde, prin fauna sa de cardiacee, cu o parte a bosphorianului şi cu azovianul, prin faciesul său de molasă cu intercalaţiuni de lignit el prezintă analogii cu stratele de Babadgian.

Dacianul s. str., ca etaj suprapus geţianului (ponţian superior), conţine o parte inferioară (stratele cu prosodacne mari şi *Viviparus ru-*

[8] Încercările de a suprapune peste „ponţialul superior" (Malovăţ, Valea Boierească), „Ober Pont" al lui Krejci etc. „dacianul inferior" au adus multe dificultăţi în precizarea limitei superioare a ponţianului. Această chestiune a căpătat recent o soluţie pentru bazinul Prahovei unde M. G. Filipescu şi E. Hanganu (15), au demonstrat că „dacianul" de aici este, din punct de vedere paleontologic, încă ponţian (orizontul ponţian IV al autorilor). Ponţianul IV corespunde de altfel cu stratele de Vîrfurile şi de Vîlcăneşti (1) din aceeaşi regiune şi care sînt echivalente cu „dacianul inferior" al lui Teisseyre din profilul de la Beceni.

[9] Monografiile lui A. G. Ebersin, o dată cu punerea la punct a genurilor *Prosodacna*, *Pachydacna*, *Didacna* etc., elimină orice neînţelegere taxonomică, precizînd în acelaşi timp repartiţia verticală şi migraţiile.

[10] Dacian mediu şi superior (14).

[11] Forme de *Ecricardium* au fost recunoscute de A. G. Ebersin (1963) într-o asociaţie cu *Prosodacna longiuscula*, *P. semisulcata*, *Pachydacna cobălcescui* etc., provenind de la Bengeşti (Oltenia).

manus) şi o parte superioară (strate cu *Unio sturdzae*, *Viviparus bifarcinatus* şi *Prosodacna sturi*) [12].

Dacianul s. str. marchează o puternică regresiune şi se găseşte cantonat mai ales în partea orientală a Bazinului Dacic (zona externă de la curbura Carpaţilor din Muntenia). Remarcăm că el este reprezentat prin depozite nisipoase şi argiloase, feruginoase, analoge cu cele ale kimmerianului. Faciesul de molasă, cu intercalaţiuni de lignit, se apropie de acela al stratelor de Duab.

PLIOCENUL TERMINAL ŞI PLEISTOCENUL

Succesiunea de strate care se suprapune dacianului constituie levantinul românesc, care face trecerea la pleistocen. Într-adevăr, stratele de Cîndeşti (levantin superior) au fost repartizate villafranchianului (după mamifere). Numai levantinul inferior rămîne la pliocen (strate cu unionizi sculptaţi, cu un orizonat cu lignit şi *Viviparus bifarcinatus* la bază). Termenul de levantin, avînd un sens diferit după bazinul considerat (12) ar trebui şi el înlocuit printr-o altă denumire. Termenul de rumanian, propus de K r e j c i-G r a f (22), ar putea fi luat în consideraţie, dar modificîndu-i conţinutul [13].

Stratele de Cîndeşi (villafranchian) sînt acoperite de stratele de Frăteşti, care suportă un nivel cu *Unio sturi*.

Nu angajăm pentru moment o discuţie cu privire la limita neogen-cuaternar. Pe de o parte problema villafranchianului din regiunea tip nu ni se pare încă pusă la punct, pe de altă parte nu există în momentul de faţă o soluţie unanim acceptată.

Ansamblul de strate care constituie dacianul s. str. şi levantinul inferior ar putea să reprezinte astianul.

ÎNCERCARE DE CORELARE A NEOGENULUI SUPERIOR DIN BAZINUL DACIC

Complexele de molasă cu grosime mare (uneori cu continuitate de la sarmaţian la pleistocen), nivelele cu *Hipparion*, afinităţile panonice şi euxinice ale faunelor de moluşte etc. permit paralelizări generale, care sînt rezumate în tabelul nr. 2.

Intenţia noastră este de a sublinia valoarea de corelare a ponţianului, din care s-ar putea face P o n t i u m. După particularităţile Bazinului Dacic (vezi geţianul) ar trebui rezolvată problema azovianului. Socotim, de asemenea, că subdiviziunile ponţianului (odessian = novorossian inferior, portaferrian şi geţian [14]) sînt de reţinut pentru paralelizările

[12] A. G. E b e r s i n, socoteşte că partea terminală a dacianului ar putea să corespundă cu kuialnikianul (comunicare personală 1963).

[13] K. K r e j c i-G r a f (1929, 1932, 1942 in Wenz) îngloba în el „Bifarcinata-Schichten" (=„Ober Daz") inclusiv nivelul cu *Prosodacna euphrosinae*, precum şi levantinul inferior.

[14] Dacă există întrerupere între plaisancian şi astian, continuitatea s-ar realiza prin geţian.

mai strînse ; aceste subdiviziuni au aproape valoare de etaj. Pontium şi Pannonium ar fi mai curînd serii. Pannonium, ca unitate de corelare, ar trebui să fie restrîns la pannonian s. str. (= stratele inferioare cu congerii din Ungaria).

Dacă limita miocen-pliocen se plasează la baza ponţianului, odessianul şi portaferrianul devin pliocen inferior, geţianul şi dacianul s. str. devin pliocen mediu, iar levantinul inferior – kuialnikian trec la pliocenul superior. Dacă această limită se plasează sub Panonnium, acesta devine pliocen inferior, Pontium devine pliocen mediu iar dacianul s. str.—kimmerian + levantinul inferior — kuialnikian trec la pliocenul superior etc[15].

Subdiviziunile în uz (novorossian, bosphorian etc.) îşi păstrează, bineînţeles, valoarea pentru stratigrafiile locale.

Denumirea unităţilor stratigrafice de corelare generală este o problemă delicată, mai ales în ceea ce priveşte stratotipurile şi priorităţile. Conţinutul este acela care trebuie precizat mai întîi. Încercarea noastră, pe care o supunem discuţiilor, are, bineînţeles, un caracter preliminar.

Introducerea termenului de geţian şi utilizarea termenului portaferrian sînt făcute în special în scopul de a evita confuziile în problemele de paralelizare generală. Aceasta cu atît mai mult, cu cît în momentul de faţă există suficiente elemente pentru o paralelizare mai strînsă între Bazinul Dacic şi cel Euxinic, pe de o parte, Bazinul Dacic şi cel Panonic, pe de altă parte. Ne rezervăm însă dreptul de a reveni cu detalii suplimentare asupra sarmaţianului şi meoţianului, precum şi asupra subdiviziunilor ponţianului s. str. şi dacianului.

BIBLIOGRAFIE

1. Andrusov N., *Kurze Bemerkungen über einige Neogenablagerungen Rumäniens*, Verhandl. geol. Reichsan, 1895, **7**.
2. — *Einige Bemerkungen über die jungtertiaren Ablagerungen Rüsslands und ihre Beziehungen zu denen Rumäniens und Oesterreich-Ungarns*, Arbeit der St.-Petersburg, Gesellsch., 1897, **27**.
3. — *Le Pliocene de la Russie méridionale d'après les recherches récentes*, Mém. Soc. Roy. Sci. Bohème, 1927, **4**.
4. Brestenska E., *Present knowledge and problems of the Pliocene of the W Carpathians*, Géol. Prace., Bratislava, 1961, **60**.
5. Cîrîc D., *Zăcămintele de lignit dintre Motru şi Coşuştea*, Stud. tehn. şi econ., Com. geol., Atena, 1959, **5**.
6. — *Explorări geologice pentru cărbuni între Otăsău şi Cernişoara (Oltenia)*, Stud. tehn. şi econ., Com. geol., seria A, 1959, **5**.
7. Ciocîrdel R., *Le Néogène de la partie meridionale du dép. Putna*, Ann. Inst. Géol. Rom., 1950, **23**.
8. Эберзин А. Г., *Солоноватоводные кардииды плиоцена СССР. Труды Палеон.* Инст. АН СССР, Москва, I, **13**, 1947; II **31**, 1951; III, **74**, 1959; IV, **91**, 1962.
9. Эберзин А. Г. и Дзвелая М. Ф., *Аналогии босфорских слоев Камышбурун в Гурии*, Док. АН СССР, **146**, 1962; 890.
10. Ghenea C. şi Ghenea A., *Cîteva observaţiuni geologice asupra prezenţei ponţianului dintre T.-Severin şi Batoţi*, D. s. Com. geol., 1962, **46**,

[15] Dacă se acceptă limita inferioară a pliocenului la baza meoţianului, acesta devine pliocen inferior ; novorossianul s.l. (cu odessian şi portaferrian ca subetaje) devine pliocen mediu ; dacianul s.l. (cu geţian şi kimmerian ca subetaje) trece la pliocenul superior etc.

11. GILLET S., *Essai de synchronisme du Miocène supérieur et du Pliocène dans l'Europe centrale et Orientale*, Bull. Soc. Géol. de France, séries 5, 1933, **II**.
12. — *Les Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie*, Mém. Inst. Geol. Rom., Bucureşti, 1943, *4*.
13. — *Contribution à l'Histoire du Bassin méditerranéen et Euxinique au Néogène et au Quaternaire*, Bull. Serv. Carte. Géol. Alsace-Lorraine, 1957, **10**, *2*.
14. — *Essai de paléogéographie du Néogène et du Quarternaire inférieur d'Europe orientale*, Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam., 1961, **4**.
15. HANGANU E., *Studiul stratigrafic al pliocenului dintre v. Teleajen şi v. Prahova*, Univ. Bucureşti, 1962, autoreferat.
16. IONESCU—ARGETOAIA I. P., *Orizontarea etajului pontic şi limita lui superioară şi inferioară în Oltenia*, D. S. Inst. geol. rom., Bucureşti, 1913, 1915, **4**.
17. — *Pliocenul din Oltenia*, An. Inst. geol. rom., Bucureşti, 1918, **9**.
18. JEANRENAUD P., *Contributions à l'étude des couches à faune d'eau douce du Sarmatien de la Plate-forme Moldave*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, n. sér., secţ. II, 1963, **9**.
19. JEKELIUS E., *Die Parallelisierung des Pliozäns Ablagerungen Südosteuropa*, An. Inst. geol. rom., 1935, **17**.
20. — *Das Pliozän und die Sarmatische Stufe im Mittleren Donaubecken*, An. Inst. geol. rom., 1944, **22**.
21. KOJUNDGIEVA E., *Étude paléontologique et biostratigraphique du Méotien inférieur de la Bulgarie du Nord-Ouest*, Ann. Dir. Gén. Rech. Géol., Sofia, 1961, **11**.
22. KREJCI-GRAF, *Parallelisierung des Südosteuropäischen Pliozäns*, Geol. Rundschau, 1932, **23**.
23. LITEANU E., *Despre problema limitei superioare a terţiarului din Depresiunea Valahă*, St. şi cerc. de geol., 1960, **5**, *2*.
24. LITEANU E. şi colab., *Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării*, St. şi cerc. de geol., 1961, **6**, *4*.
25. LUPU D., *Observaţii asupra pannonianului de la Hălmăgiu şi Mermeşti (Bazinul Crişului Alb)*, St. şi cerc. de geol., 1963, **8**, *3*.
26. MACAROVICI N., *Contribuţii la cunoaşterea geologiei Moldovei meridionale*, An. St. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi (n. ser.), 1960, sect. II, **6**.
27. — *Observaţii stratigrafice pe structura Berca—Arbănaşi (cu privire asupra limitelor dacianului)*, St. şi cerc. geol., 1961, **6**, *3*.
28. MACAROVICI N., JEANRENAUD P., *Revue générale du Néogène de Platforme de la Moldavie*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, n. sér., 1958, sect. II, **4**.
29. MACAROVICI N. şi COTEŢ P., *Prezenţa stratelor cu Unio sturi M. Hoernes şi a stratelor de Barboşi-Babele în Cîmpia Română*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, 1962, **8**.
30. MARINESCU FL., *Propuneri cu privire la orizontarea ponţianului din partea occidentală a bazinului getic*, St. şi cerc. de geol., 1964, **9**, *1*.
31. MODELL H., *Die tertiären Najadiden des ungarischen Beckens*. Geol. Jb., Hannover, 1959, **75**.
32. MOTAŞ I. C., *Date noi cu privire la corelarea miocenului*, D. S. Com. geol., Bucureşti, 1957, **44**.
33. MOTAŞ I. C., PĂTROESCU C., *Asupra unui tufit andezitic meoţian din Oltenia*, Comunic. Acad. R.P.R., 1961, **XI**, *9*.
34. MURGEANU G. şi colab., *Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a terţiarului în R.P.R.*, St. şi cerc. de geol., 1960, **V**, *2*.
35. OZANSOY F., *Résultats essentiels de l'étude de la succession faunique de la région d'Ankara (Turquie)*, Bull. of. Mineral res. and explor. Inst. of Turkey, 1961 a, **56**.
36. — *Hyaena şenyüreki Ozansoy du Pliocène supérieur (Sinap Moyen) et la répartition verticale du genre Hyaena dans le système pliocène de Turquie*, Bull. Of. Mineral res. and explort. Inst. of Turkey, 1961 b, **57**.
37. PANĂ I., *Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău şi valea Bălăneasa*, Univ. Bucureşti, 1962, autoreferat.
38. — *Contribuţii la cunoaşterea moluştelor de talie mică din depozitele pliocene. Congeriile din grupa modioliformis*, An. Univ. Bucureşti, seria Geol.-geogr., 1962, **31**.
39. PAPP A. şi THENIUS E., *Tertiär*, în *Fr. Lotze, Handbuch der Stratigrafischen Geologie*, Stuttgart (F. Enke), 1959, *3*.
40. POPA-DIMIAN E., *Contribuţiuni la studiul paleontologic al tortonianului din Subcarpaţi (Crivineni şi v. Muscelului), cu privire specială la fauna stratelor cu Venus konkensis*, D. s. com. geol., Bucureşti, 1960, **47**.

41. Stevanović P. M., *Pontische Stufe in engeren Sinne-obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete*, Serbische Akad. d. Wiss. 187, Math. Naturwissenschaft, N. Ser., 1951, *2*.
42. — *Das Neogen in Jugoslavien in seinen Beziehungen zum Wiener Becken*, Mitt. Geol. Ges. Vien, 1960 **52** (1959).
43. Stoica C. şi Schoverth E., *Neozoicul dintre valea Luncavăţului şi valea Govorei*, D. s. Com. geol., 1962, **43**.
44. Teisseyre W., *Ueber die maeotische, pontische und dacische Stufe in den Subkarpathen der östlichen Muntenia*, An. Inst. geol. rom., 1908, **2**.
45. Wenz W., *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl-Gebiete*, Senkenbergiana, Frankfurt a. M., 1942, **24**.
46. Winkler-Hermanden A., *Der Vergleich der obermiozänpliozänen Schichtfolgen im Mediterranbereich mit jenen in dem pannonisch-pontischen Gebiet*, Mitt. Geol. Ges. Wien, 1960, **52**, 1959.
47. *** *Verhandlung des Comité du Néogene Méditerranéen, 1. Tagung in Wien, 10—20 juli*, 1959, Mitt. Geol. Ges. Wien, 1960, **52**.
48. *** *Труды зовещания по разрабатке унифицированной стратиграфической школы третичных отложений крымско-кавказской области.* Ак. наук Азербайджанской ССРБаку, 1959.

Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi — Catedra de geol. — mineralogie
Inst. geol. al Comit. geologic
Inst. geol. al Academiei Republicii Socialiste România

Primit în redacţie la 10 octombrie 1964

OBSERVAȚII PRIVIND LOCALIZAREA ȘI CONSTITUȚIA GEOLOGICĂ A RELIEFULUI ÎNGROPAT DE LA COMĂNEȘTI

DE

MARCELA CODARCEA-DESSILA, M. DUMITRIU, CRISTINA DUMITRIU și D. BEJU

55(05)

Problema existenței unor „munți ascunși" sub depozitele terțiare din partea de sud-est a Bazinului Transilvaniei a fost ridicată de J. Szádeczky în 1930. Măsurătorile sedimentologice au condus la conturarea liniei estice de țărm a unui relief emers, care a reprezentat o importantă sursă de material detritic în timpul tortonianului. Studiul petrografic, palinologic și microfacial al galeților din conglomeratele tortoniene a adus contribuții noi la cunoașterea constituției geologice a acestui relief îngropat.

Problema existenței în sud-estul Bazinului Transilvaniei a unor „munți ascunși", constituiți în cea mai mare parte din șisturi cristaline și granite roșii necunoscute în regiunile înconjurătoare, a fost ridicată în 1930 de J. Szádeczky (13) pe baza studiului elementelor din conglomeratele tortoniene de la Comănești (regiunea Odorhei).

Pentru a aduce o contribuție la cunoașterea evoluției geologice a ramei Bazinului Transilvaniei, am efectuat o serie de observații sedimentologice asupra depozitelor tortoniene și sarmațiene din regiunea Comănești din care să putem trage concluzii asupra direcțiilor de transport ale sedimentelor și asupra zonelor de sursă ale acestora. În scopul stabilirii constituției geologice a acestor zone, observațiile sedimentologice au fost completate cu studiul petrografic, microfacial și palinologic al galeților din conglomerate (fig. 1).

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 10 nr. 2 p. 325–340 București 1965

INDICAŢII STRATIGRAFICE

Regiunea care constituie obiectul studiului de faţă face parte din zona de contact a formaţiunilor neogene ale Depresiunii Transilvaniei cu formaţiunile mezozoice ale Munţilor Perşani. Această regiune pune o serie de probleme de ordin stratigrafic, tectonic şi sedimentologic, a căror rezolvare a necesitat cercetarea terenurilor sedimentare, dezvoltate atît în facies de molasă cît şi în facies de fliş.

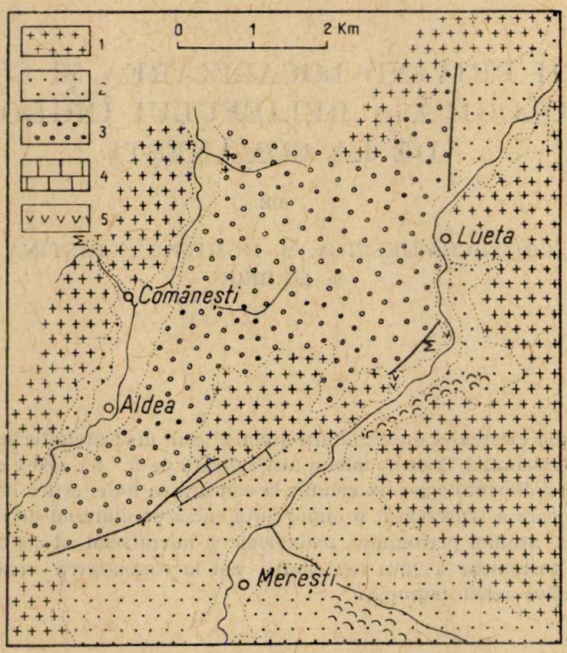


Fig. 1. — Harta geologică a regiunii Comăneşti-Lueta :
1, aglomerate andezitice ; *2*, sarmaţian ; *3*, tortonian ; *4*, cretacic inferior ; *5*, tufuri dacitice.

Vom da pe scurt o descriere a depozitelor tortoniene şi sarmaţiene care au constituit obiectul cercetărilor sedimentologice. Tortonianul este reprezentat printr-un complex detritic, bine deschis pe valea Varului (Eger), constituit dintr-o alternanţă de conglomerate în bancuri cu grosimi cuprinse între 1 şi 7 m, gresii grosiere cu mecanoglife (0,5—1 m) şi marno-argile (0,30 m). Conglomeratele au un caracter polimictic ; elementele de dimensiuni cuprinse între 0,02 m şi 2 m sînt caracterizate printr-un grad redus de rulare, imprimînd de multe ori depozitelor aspectul de brecie. Menţionăm, de asemenea, prezenţa unor masive de sare (Comăneşti şi Lueta).

Sarmaţianul este reprezentat prin trei litofaciesuri : conglomeratic grezos şi marno-argilos. Regiunea Mereşti-Lueta reprezintă zona de dezvoltare a litofaciesurilor conglomeratice şi grezoase. În cadrul ei predomină gresiile masive (grosimi de 0,3—3 m) cu stratificaţie încrucişată şi conglomerate, ale căror elemente sînt în cea mai mare parte de origine carpatică (gresii şi marno-calcare din stratele de Sinaia).

LOCALIZAREA RELIEFULUI ÎNGROPAT DE LA COMĂNEȘTI

În vederea localizării reliefului îngropat de la Comăneşti am considerat utilă determinarea direcţiilor de transport ale elementelor din con-

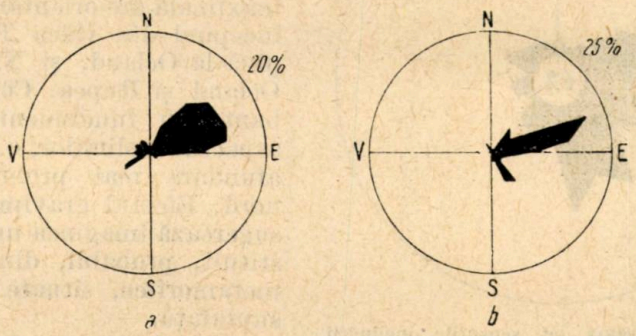


Fig. 2.—Diagrame cu sensul înclinării axelor „c" ale galeţilor din conglomeratele tortoniene : *a*, valea Varului ; *b*, valea Homorodul Mare.

glomeratele tortoniene pe baza studiului proprietăţilor vectoriale ale sedimentelor. În acest scop s-au executat în cîteva puncte între Comăneşti şi Lueta un număr de 83 de măsurători de orientare a axelor „c" ale galeţilor. Aceste măsurători s-au executat pe baza principiului înclinării axelor „c" în josul curentului. Diagramele care cuprind repartiţia acestor orientări (fig. 2 *a* şi *b*) pun în evidenţă anizotropia orientării texturale (fabric) ; maximul, orientat SV — ENE constituie o dovadă a existenţei unor curenţi de fund dirijaţi către ENE. Unele observaţii efectuate asupra orientării mecanoglifelor din intercalaţiile de gresii grosiere indică şi paleocurenţi sud-nord.

Din măsurătorile efectuate rezultă că sursa sedimentelor există undeva în vestul şi sudul actualei zone de dezvoltare a conglomeratelor tortoniene. Ea este actualmente acoperită de conglomerate sarmaţiene, cu elemente predominant carpatice. Pentru a evidenţia şi mai bine prezenţa acestei surse, astăzi ascunse, generatoare de material detritic în timpul tortonianului, am încercat să comparăm direcţiile de transport ale sedimentelor tortoniene cu cele ale sedimentelor sarmaţiene. Observaţiile efectuate asupra orientării axelor „a" ale galeţilor din conglomerate şi măsurătorile de stratificaţie încrucişată din sarmaţianul regiunii Odorhei-

Lueta au pus în evidenţă, aşa cum reiese din figura 3, direcţii diferite de transport, de la nord-est către sud-vest. În imaginea generală a paleocîmpului de curgere există deci pentru mio-pliocenul ramei sud-estice a Bazinului Transilvaniei o netă deosebire între sensurile de transport ale sedimentelor tortoniene şi sarmaţiene. Poziţiile diferite pe care le ocupă ariile de sursă ale formaţiunilor amintite se reflectă şi în natura petrografică diferită a elementelor din cele două tipuri de conglomerate.

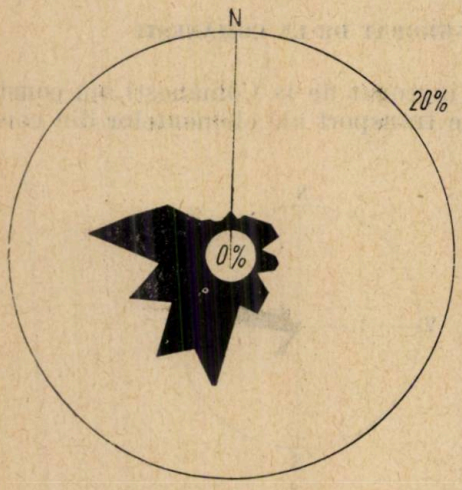


Fig. 3. — Diagrama cu sensurile înclinării planelor frontale ale stratificaţiei încrucişate din gresiile sarmaţiene (regiunea Odorhei — Comăneşti).

Cercetările geofizice (1) pun în evidenţă în această zonă existenţa unui maxim gravimetric cu apexul situat în nordul comunei Ocland ; axa de simetrie maximală are orientarea nord-sud, începînd din valea Tîrnava Mare pînă la Ocland, şi NE—SV între Ocland şi Rupea. Corpul perturbant din fundament are, după aspectul izoliniilor, o tendinţă de afundare mai pronunţată spre nord. Efectul gravimetric descris sugerează imaginea unui corp constituit, probabil, din formaţiuni metamorfice, situate aproape de suprafaţă.

Gradul redus de rotunjire şi dimensiunile mari ale elementelor din conglomeratele tortoniene indică distanţe scurte de transport. După direcţiile de transport deduse din diagrame, direcţia paleoliniei ţărmului tortonian se schimbă de la N la S între valea Tîrnava Mare şi Ocland la V la E în zona Mereşti.

CONSTITUŢIA GEOLOGICĂ A RELIEFULUI ÎNGROPAT DE LA COMĂNEŞTI

Confirmarea existenţei unui relief îngropat în regiunea Comăneşti, pe baza studiului sedimentologic al conglomeratelor tortoniene, necesită stabilirea cît mai exactă a constituţiei lui geologice. În cursul primelor observaţii efectuate în împrejurimile comunei Comăneşti s-a remarcat că galeţii sînt alcătuiţi din roci destul de diferite în comparaţie cu formaţiunile care constituie rama Bazinului Transilvaniei din apropiere. În scopul determinării tipurilor de roci şi atribuirii lor, în măsura în care este posibil, formaţiunilor geologice cunoscute în Carpaţi, am efectuat studiul petrografic al galeţilor. După compoziţia lor, galeţii se repartizează la terenuri cristalofiliene, eruptive şi sedimentare.

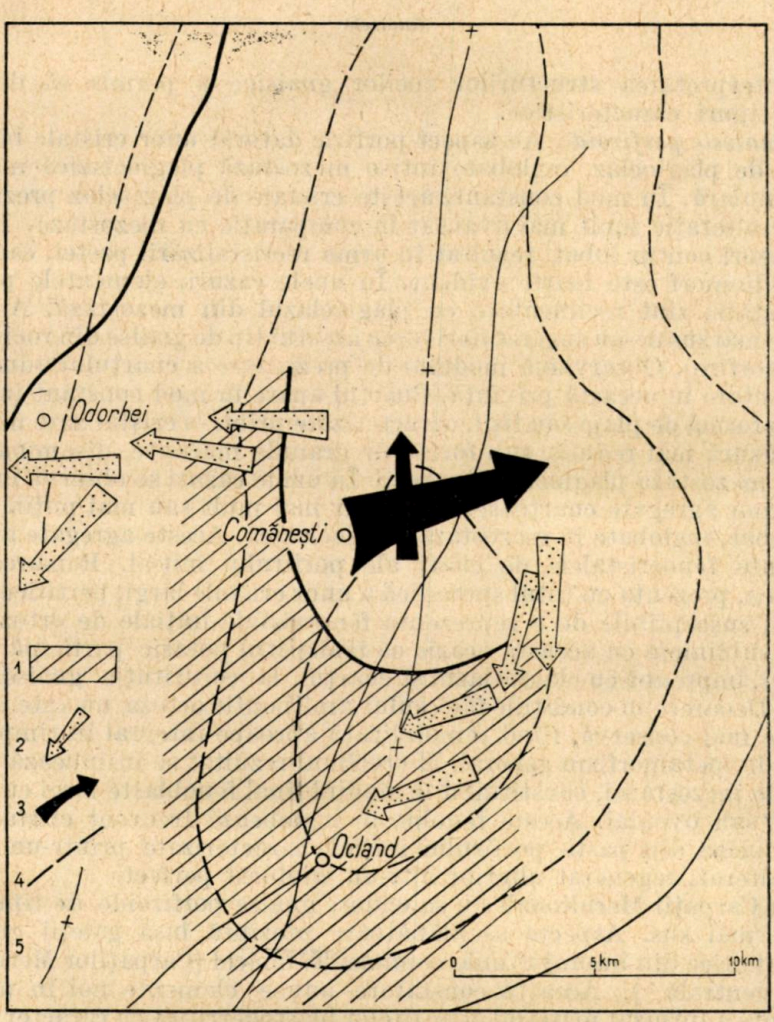


Fig. 4. — Harta direcțiilor de transport ale sedimentelor tortoniene și sarmațiene din regiunea Odorhei — Comănești (date geofizice după Șt. Airinei):

1, zonă estică a „Muntelui Ascuns Comănești"; *2*, direcții de transport în sarmațian; *3*, direcții de transport în tortonian; *4*, izolinii gravimetrice; *5*, axă de simetrie maximală.

ROCILE CRISTALOFILIENE

Galeții de șisturi cristaline abundă în conglomeratele tortoniene. Pe teren am putut deosebi gnaise, amfibolite și roci blastodetritice.

Gnaisele

Interpretarea structurilor rocilor gnaisice a permis să deosebim cîteva tipuri caracteristice.

Gnaisele porfiroide. Au aspect porfiric datorat unor cristale bine dezvoltate de plagioclaz, înglobate într-o mezostază plagioclazică măruntă, echigranulară. În mod constant, aceste cristale de plagioclaz prezintă un grad de alterație mult mai avansat în comparație cu mezostaza. Deşi ele au adeseori contur lobat, rezultat în urma recristalizării pastei, caracterul inițial idiomorf este foarte evident. În unele cazuri, elementele porfirice fragmentate, sînt recimentate cu plagioclazul din mezostază. Aspectele descrise mai sus ne-au sugerat derivarea acestui tip de gnaise din roci efuzive acide (porfire). Observarea modului de prezentare a cuarțului aduce date suplimentare în această privință. Cuarțul apare în mod constant în acestă roci sub formă de plaje sau fîşii, caracterizate printr-o cristalizare mai largşi în măsură mai redusă, sub formă de granule mărunte, diseminate uniform în mezostaza plagioclazică a rocii. În unele cazuri se observă însă prezența unor agregate cuarțoase, cu contur mai mult sau mai puțin subcircular-lobat, înglobate în mezostaza plagioclazică. Aceste agregate ar putea reprezenta fenocristalele de cuarț ale porfirului inițial. Remarcăm, de asemenea, prezența cu totul sporadică a unor cristale largi, pertitice, foarte alterate, susceptibile de a reprezenta fenocristale inițiale de ortoză. Trebuie să subliniem cu această ocazie că feldspatul potasic participă în mod constant, împreună cu plagioclazul şi cuarțul, la constituția gnaiselor porfiroide. Deoarece în condițiile faciesului amfibolitic ortoza nu este stabilă, ea nu se mai conservă, fiind remobilizată aproape integral în timpul procesului de metamorfism general. Microclinul rezultat se insinuează printre granulele mezostazei, constituind în stadiul final fenoblaste largi cu contur rotunjit sau ovoidal. Aceste fenoblaste înglobează frecvent cristale mici de plagioclaz din pasta porfirului inițial, caracterizate printr-un nucleu foarte alterat, regenerat ulterior într-un idioblast perfect.

În Carpații Meridionali nu se cunosc gnaise porfiroide de tipul celor descrise mai sus. Aspecte asemănătoare prezintă însă galeții gnaiselor blastodetritice din împrejurimile comunei Tălmăcel (Carpaților Meridionali partea centrală [1]). Această constatare aduce elemente noi în privința sursei care a furnizat material depozitelor blastodetritice cu caracter gnaisic ale seriei de Măgura. Gnaisele porfiroide din relieful îngropat de la Comănești apar ca un termen stratigrafic inferior în coloana precambrianului.

Gnaisele blastodetritice din relieful îngropat de la Comănești, sînt constituite dintr-o mezostază predominant cuarțoasă, care înglobează cristale de plagioclaz foarte alterate, adesea regenerate, şi microclin-pertit, conținînd idioblaste plagioclazice mărunte. Aceste gnaise s-ar putea echivala cu unele gnaise blastodetritice ale seriei de Măgura.

Gnaisele cuarțo-feldspatice sînt caracterizate prin granulație fină. După compoziția mineralogică, acest tip de gnaise se grupează în două

[1] M. Codarcea-Dessila, *Cercetări geologice în regiunea Tălmăcel*, Arh. Inst. geol., 1965.

categorii : gnaise plagioclazice și gnaise microclinice. În gnaisele plagioclazice, mineralele micacee lipsesc aproape complet. Oligoclazul și cuartul sînt xenoblastice, intrînd în proporții aproximativ egale în constituția rocii. În unele cazuri se observă idioblaste de plagioclaz, dezvoltate în jurul unei aglomerări de cristale mărunte de epidot, rezultate prin transformarea unui plagioclaz premetamorfic mai bazic. Gnaisele microclinice sînt caracterizate prin prezența microclinului xenoblastic, care tinde a îngloba granulele de plagioclaz și de cuarț. Lamelele alungite de biotit, însoțite de idioblaste de epidot, imprimă rocii un aspect orientat. În seria de Măgura din regiunea defileului Oltului se întîlnesc gnaise cuarțo-feldspatice asemănătoare, provenind prin metamorfozarea unor tufuri acide.

Gnaisele cuarțoase. Sînt constituite din fîșii granoblastice de cuarț, separate prin fîșii plagioclazice cu aspect mozaicat, mărunt cristalizate. Prezența unor cristale largi de plagioclaz foarte alterate sau de microclin-pertit imprimă acestor gnaise uneori aspecte microlenticulare. Aceste roci amintesc aspectul cimentului gnaiselor blastodetritice din regiunea defileului Oltului.

Gnaisele cu epidot. Sînt roci granoblastice mărunte, constituite în cantități egale din oligoclaz acid și cuarț. Prezența epidotului granular, însoțit de biotit și muscovit, este caracteristică acestor roci. Gnaisele cu epidot apar frecvent în orizonturile superioare ale seriei de Măgura.

Un tip deosebit de gnaise este caracterizat prin prezența unor cristale de oligoclaz în care granulele mărunte de epidot abundă, înconjurate de o fîșie limpede regenerată, reprezentînd relicte dintr-un plagioclaz primordial mai bazic, adaptat condițiilor faciesului amfibolitic.

Gnaisele biotito-amfibolitice sînt caracterizate prin prezența idioblastelor de hornblendă și de biotit, dispuse paralel în mezostaza granoblastică cuarțo-oligoclazică a rocii. Epidotul abundă sub formă de granule mărunte. Gnaisele biotito-amfibolice se întîlnesc uneori în ariile de răspîndire ale formațiunilor mezometamorfice din Carpați. Prezența epidotului le apropie de unele tipuri de gnaise ale seriei de Măgura.

Rocile pegmatoide constituie sporadic galeți în depozitele conglomeratice ale tortonianului din regiunea Comănești. Studiul microscopic al acestor roci pune în evidență predominanța microclin-pertitului, care înglobează cristale prismatice de plagioclaz foarte alterate, înconjurate de o aureolă limpede de regenerare, cu contur lobat. Spațiile dintre cristalele de microclin sînt ocupate de cuarț și de oligoclaz acid ; lamelele de biotit zdrențuite și cloritizate sînt rare. Aspecte asemănătoare se observă în gnaisele porfiroide descrise mai sus, cît și în lentilele microclinice din ganisele blastodetritice ale seriei de Măgura, rezultate prin dezagregarea lor. Aceste observații sugerează formarea acestor roci printr-un fenomen de diferențiere metamorfică a gnaiselor porfiroide.

Amfibolitele

Metagabrourile. Aceste roci de grupează, după aspectele structurale și texturale, în două categorii : metagabrouri masive și metagabrouri orientate, de tip flasergabro. În general sînt constituite din plagioclaz și amfibol. Apatitul și rutilul apar sporadic în aceste roci.

Metagabbrourile masive sînt caracterizate prin textura neorientată, roca conservînd caracterul său iniţial masiv. Amfibolul este reprezentat printr-o hornblendă comună, larg cristalizată ; contururile cristalelor sînt zdrenţuite, plagioclazul sau epidotul pătruzînd în interiorul lor. Uneori se observă fenomene incipiente de înlocuire a hornblendei cu clorit. Plagioclazul ocupă spaţiile dintre cristalele de hornblendă, fiind caracterizat printr-o alteraţie foarte avansată, agregatele de caolin, sericit şi zoizit tinzînd să-l înlocuiască complet. Roca conţine de asemenea granaţi de dimensiuni submilimetrice.

Flasergabbrourile prezintă un aspect orientat-lenticular. Plagioclazul este înlocuit complet prin agregate mărunte zoizitice, din care rezultă prin blasteză idioblaste orientate paralel, care mulează, sub formă de fîşii, lentilele de hornblendă. Hornblenda conţine adesea clorit şi albit sau epidot, care tind s-o înlocuiască.

În Carpaţii Meridionali apar metagabbrouri în seria de Valea Muntelui (cristalinul Sebeşului) şi în seria de Sibişel (4). Compoziţia mai bazică a plagioclazului şi prezenţa clinoclorului permit atribuirea acestor metagabbrouri seriei de Valea Muntelui.

Amfibolitele cu titanit sînt constituite din idioblaste alungite de hornblendă, dispuse riguros paralel şi, în măsură mai redusă, din clorit. Oligoclazul acid înglobează poikiloblastic granule mărunte de epidot şi hornblendă. Titanitul, granular-mărunt, împînzeşte uniform masa rocii. Aceste amfibolite conţin de asemenea granaţi idioblastici, nedepăşind dimensiunea de 1 mm, şi fişii înguste de cuarţ, asociat uneori cu carbonaţi. Aspectele poikiloblastice ale plagioclazului amintesc tipuri de amfibolite din complexul amfibolitic al ciclului tectono-magmatic alutian[2] din regiunea defileului Oltului.

Amfibolitele cu carbonaţi sînt constituite din hornblendă idioblastică şi epidot mărunt, granular, intim asociate. Ankeritul, brunificat din cauza alteraţiei, formează dîre paralele discontinue ; cuarţul se individualizează în fişii granoblastice, în care ankeritul apare subordonat. Granaţii cresc prin blasteză în acest fond, conservînd stratificaţia primordială, marcată prin fişiile cuarţo-carbonatice. Amfibolitele prezentînd aspectele descrise mai sus sînt asemănătoare cu unele dintre amfibolitele complexului amfibolitic alutian.

Amfibolitele cu epidot. Sînt roci microcristaloblastice, constituite din hornblendă verde, albăstruie şi epidot. Cuarţul, asociat cu muscovitul sau cu carbonatul ferifer, alcătuieşte împreună cu epidotul şi mai puţin cu hornblenda, fişii mai leucocrate. În unele cazuri, abundenţa granulelor mărunte, rotunjite, de albit, însoţite de minerale opace, imprimă rocilor aspecte caracteristice. Tipuri de roci asemănătoare amfibolitelor cu epidot se întîlnesc de obicei în complexul amfibolitic alutian din Carpaţii Meridionali.

Amfibolitele cu clorit constituie frecvent galeţi în conglomeratele tortoniene. Ele sînt microblastice, fiind constituite din amfiboli, epidot şi

---

[2] Marcela Codarcea-Dessila, *Cîteva probleme privind stratigrafia precambrianului din Carpaţii româneşti*, Acad. Republicii Socialiste România (sub tipar).

titanit. Lamelele de clorit, cu conture franjurate, imprimă acestor roci un aspect porfiric. Uneori se observă agregate lenticulare, constituite din epidot, epidot asociat cu ankerit sau din cuarț. Granații idioblastici apar de asemenea, dezvoltîndu-se pe seama cloritului. Aspectul porfiric al acestor amfibolite sugerează roci primordial efuzive. Prezența unor agregate opace, uneori cu conture evident prismatice sau rombice rezultate din opacitizarea unor minerale melanocrate, amintesc aspecte ale unor amfibolite din complexului bazal ofiolitic al alutianului din defileul Oltului.

Alte tipuri de șisturi cristaline

Șisturi muscovitice. În aceste roci, fîșiile muscovitice alternează cu fîșiile curțoase. Granulele rotunjite de plagioclaz, de dimensiuni aleuritice pînă la psamitice, imprimă șisturilor muscovitice un aspect pregnant detritic. Muscovitul provine în cea mai mare parte din transformarea biotitului, înglobînd numeroase granule de titanit. Fîșiile curțoase sînt echigranoblastice; plagioclazul ia parte, în procente variabile, împreună cu cuarțul la constituția acestor fîșii. Menționăm de asemenea prezența granaților de dimensiuni submilimetrice. Este destul de dificil a atribui șisturile muscovitice uneia dintre seriile cristalofiliene din Carpații Meridionali. Aspecte mai mult sau mai puțin asemănătoare am observat numai la cuarțitele feldspatice din muntele Gîrbova (Munții Perșani), pe care le-am atribuit alutianului.

Șisturile sericitice sînt microcristaloblastice, microcutate, fiind constituite preponderent din sericit. Cuarțul, foarte mărunt cristalizat, prezintă tendința de a se individualiza în fîșii înguste. Trebuie remarcată prezența granulelor foarte mărunte, rotunjite, de zircon, mai rar de turmalină. Metaflișul de Gîrbova (Munții Perșani) este caracterizat prin prezența acestor două minerale, reprezentînd fracțiunea grea a rocii premetamorfice[3].

Rocile cuarțo-albitice calcaroase. Aceste roci sînt microgranoblastice, fiind constituite din cuarț și albit în proporții aproximativ egale; granulele de cuarț sînt adesea rotunjite, fiind înglobate în masa xenoblastică albitică. Cristalele de albit de dimensiuni psamitice, rotunjite, conținînd solzi de sericit, prezintă aspect detritic. Calcitul împînzește inegal masa rocii, înglobînd granulele de cuarț și de albit. Caracterul microgranoblastic al acestor roci sugerează apartenența lor la dornean[4].

Calcșisturile clorito-cuarțoase sînt constituite dintr-o alternanță de fîșii de dimensiuni de ordinul milimetrilor, cu constituție diferită; fîșiile alcătuite din clorit, asociat subordonat cu calcitul, sînt caracterizate printr-o granulație fină, în timp ce fîșiile calcitice sînt mai larg cristalizate, înglobînd granule de cuarț rotunjite. Calcșisturile asemănătoare apar frecvent în orizonturile calcaroase ale grupului cristalofilian superior, atribuit pe baza conținutului microfloristic proterozoicului.

---

[3] Marcela Codarcea-Dessila, M. Borcoș și A. Arghir-Drăgulescu, *Cercetări geologice în masivul Gîrbova*, Arh. Inst. geol., 1965.

[4] Marcela Codarcea-Dessila, *Contributions à l'étude stratigraphique du Proterozoïque de la Roumanie*, Congr. Intern. de Geol. New Delhi, 1964 (sub tipar).

Calcarele microrubanate sînt mărunt cristalizate, conţinînd fîşii milimetrice, în care abundă granule de cuarţ. Aceste roci conţin de asemenea aglomerări criptocristaline rotunjite, de culoare brună, care se grupează în fîşii, accentuînd caracterul microrubanat al acestui tip de calcar. Aceste aglomerări sînt în general circulare; în unele cazuri se observă un canal central umplut cu calcit. Forma lor sugerează o origine organică. În Carpaţii Meridionali nu cunoaştem pînă în prezent calcare conţinînd urme organice asemănătoare.

Cuarţitele cu granaţi sînt constituite dintr-o masă cuarţoasă mozaicată. Granaţii (0,05 mm) constituie dîre sau fîşii paralele. Aceste roci sînt caracterizate, de asemenea, prin prezenţa amfibolilor sodici şi a granulelor de magnetit.

Rocile blastodetritice

Metamicroconglomeratele graywackice (feldspatice) sînt caracterizate printr-un grad de sortare foarte redus; elementele detritice care intră în constituţia lor sînt angulare pînă la subrotunjite. Plagioclazul oligoclazic, uşor alterat, abundă, fiind însoţit de cuarţ în cantitate redusă. Mineralele melanocrate nu se conservă, fiind înlocuite prin agregate sericito-cloritice. Granaţii sînt complet retromorfozaţi. În general se observă că granulele psamitice se conservă intacte, în timp ce elementele de dimensiuni psefitice sînt adeseori cataclazate, fisurate, cu extincţie ondulatorie. Elementele detritice sînt înglobate într-o matrice argiloasă, pe cale de recristalizare; solzii de sericit, însoţiţi de lamele fine de clorit şi granule de epidot, se dispun paralel, dînd rocii un aspect satinat-şistos. Carbonaţii de calciu iau parte cu totul sporadic la constituţia matricei. În decursul procesului de recristalizare a matricei se produc în mod frecvent reacţii la periferia elementelor detritice, ale căror contururi devin mai puţin tranşante, fiind adeseori fin lobate sau dinţate. Astfel de aspecte se observă îndeosebi la plagioclazi. Rocile metagraywackice constituie complexul bazal al seriei de Gîrbova din Munţii Perşani. Menţionăm de asemenea prezenţa lor la Tomeşti.

Metamicroconglomeratele graywackice (litice). Aceste roci sînt caracterizate prin predominanţa elementelor de cuarţ; plagioclazul apare subordonat, fiind reprezentat prin oligoclaz foarte alterat şi schachbrettalbit. Metamicroconglomeratele graywackice conţin în mod constant fragmente de roci ardeziene. Matricea lor este cuarţoasă-argiloasă; blasteza provoacă individualizarea sericitului şi cloritului sub formă de dîre paralele. În partea nordică a Gîrbovei din Munţii Perşani încep să predomine rocile de tipul graywackelor litice.

Şisturile muscovitice calcaroase sînt constituite dintr-o matrice şistoasă muscovito-sericitică, conţinînd granule de sideroză, care înglobează elementele subangulare de cuarţ. Şisturi muscovitice foarte asemănătoare apar sporadic în complexul metagraywackelor al seriei de Gîrbova din Munţii Perşani.

Metagresiile sînt constituite preponderent din granule de cuarţ subrotunjite pînă la rotunjite. Trebuie remarcată de asemenea prezenţa

granulelor de turmalină, uneori perfect rotunjite. Matricea este puțin abundentă, silicioasă-argiloasă, pe cale de recristalizare, producîndu-se zone de reacție la periferia granulelor.

Un tip deosebit de gresie este caracterizat prin prezența abundentă a romboedrilor de ankerit, ușor brunificați din cauza alterației, diseminați uniform în matricea rocii.

Șisturile blastodetritice sînt caracterizate prin predominanța matricei cuarțoase-argiloase, care înglobează granule de cuarț, mai rar de plagioclaz, cu caractere asemănătoare din punctul de vedere al gradului de rotunjire cu cele descrise mai sus. Dimensiunile granulelor diferă, imprimînd acestor roci aspecte variate; în șisturile psefito-aleuritice prezintă un caracter inechigranular pregnant, dimensiunile granulelor variind între 1,2 și 0,04 mm. Șisturile aleuritice au un aspect uniform; granulele nu depășesc dimensiunea de 0,26 mm. Aspecte intermediare au șisturile psamo-aleuritice. Șisturile care conțin granule de cuarț cu dimensiuni medii de 0,05 mm prezintă caracter filitic. Fenomenul de blasteză a acționat asupra mezostazei, determinînd individualizarea granulelor foarte fine de cuarț și a solzilor de sericit, asociate cu clorit și uneori cu biotit brun-măsliniu. Caracteristică șisturilor blastodetritice este și prezența unor dîre paralele de culoare brună, ușor vălurite din cauza granulelor de cuarț, pe care le mulează parțial. Culoarea brună-violacee se datorește materiei organice.

Rocile rubanate sînt constituite dintr-o alternanță de fîșii de culoare albă și fîșii brun-verzui. Grosimea acestor fîșii variază de la cîțiva milimetri pînă la 2—3 cm. Studiul microscopic al rocilor rubanate arată că deosebirile de culoare sînt determinate de schimbarea compoziției mineralogice; în fîșiile albe matricea este mai bogată în cuarț și calcit, în timp ce matricea fîșiilor verzui este predominant sericitică. Elementele detritice sînt rare, nedepășind dimensiunea de 0,50 mm. Cuarțul subangular pînă la subrotunjit predomină, mai rar apărînd granule alterate de plagioclaz. Acțiunea proceselor de metamorfism general este mai vădită în fîșiile sericitice, unde materialul argilos este transformat în sericit și se remarcă aspecte de microcutare incipientă. Granulele sînt reorientate, fiind dispuse cu alungirea paralel față de șistozitatea rocii.

Foarte interesant și semnificativ este aspectul oferit de una dintre secțiunile subțiri în care se observă contactul tranșant dintre o fîșie de culoare albă cu compoziția unui metamicroconglomerat graywackic și o fîșie verzuie, caracterizată prin predominanța sericitului asociat cu substanță grafitică.

Filadele sînt roci satinate, argintii sau verzui, cu pelicule ruginii. La microscop ele apar constituite dintr-o masă cuarțoasă cu granulație foarte fină, care înglobează solzi de sericit. Aspectul orientat al rocii este accentuat de dîrele subțiri, discontinue, de materie grafitică. Vinișoare milimetrice de cuarț străbat roca, de preferință concordant cu șistozitatea.

Șisturile grafito-cuarțitice sînt caracterizate printr-o granulație extrem de fină. În alcătuirea acestor roci intră cuarțul foarte mărunt cristalizat, frecvent pigmentat difuz cu substanță grafitică. În unele cazuri, alternanța dintre fîșiile în care pigmentul abundă și fîșiile pig-

mentate mai puţin, imprimă rocilor un aspect microrubanat. Prezenţa fîşiilor granulare de cuarţ, paralele cu rubanarea, accentuează caracterul orientat al rocii. Vinişoare de cuarţ străbat adeseori roca în sensuri diferite.

Rocile ardeziene sînt constituite dintr-o masă sericitică foarte fin cristalizată. Uneori aceste roci au aspecte microlenticulare, datorită prezenţei cuarţului mărunt cristalizat.

Analiza palinologică

Interesantele aspecte oferite de formaţiunea blastodetritică din relieful îngropat de la Comăneşti ne-au determinat să încercăm stabilirea vîrstei ei pe baze biostratigrafice. În acest scop am pus la dispoziţia Laboratorului de palinologie al Institutului geologic materialul rămas după obţinerea secţiunilor subţiri. Violeta Iliescu (1964) [5] a pus în evidenţă prezenţa a două forme de *Leiosphaeridae*. Spori de acest tip, neasociaţi cu forme mai evoluate, sugerau atribuirea acestei formaţiuni proterozoicului. În vederea elucidării definitive a acestei probleme am recoltat un bogat material, îndeosebi filade şi roci ardeziene. Analiza palinologică a pus în evidenţă prezenţa a numeroase microfosile, cu organizare morfologică foarte simplă. Deşi cîteva probe au prezentat un număr foarte mare de exemplare, diversitatea calitativă a acestora este foarte mică. Toate formele întîlnite au aspect discoidal-globulos şi contur circular-oval. Singurele diferenţieri constau în variaţia dimensiunilor şi a ornamentaţiei. Astfel, diametrul formelor variază între ± 8 şi 100 μ, cele mai multe avînd dimensiuni cuprinse între ± 12 şi 35 μ. Marea majoritate a formelor sînt constituite dintr-o membrană simplă a cărei suprafaţă este netedă, infrapunctată sau fin punctată la formele mici şi fin punctată pînă la inframicroreticulată la formele mai mari. Nici una dintre formele întîlnite nu prezintă marcă triletă. După tratamentul chimic culoarea formelor devine galben-deschisă pînă la brun-gălbuie.

Unele dintre formele identificate sînt comparabile cu cele descrise de Marie Madeleine Roblot (12), din ftanitele brioveriene din Franţa, cele mai apropiate de exemplarele noastre fiind cele figurate de M. M. Roblot ca „Sporomorph" 12, 13 şi 8 (?).

Deşi nu am reuşit încă să stabilim o corespondenţă mai exactă între tipurile descrise de Sofia Nikolaevna Naumova (10) şi B. V. Timofeev (14) din antecambrianul sau cambrianul zonei baltice, se poate totuşi considera că o parte din formele identificate de noi sînt foarte apropiate de cele atribuite de Timofeev *Leiosphaerideae*-lor, genul *Protoleiosphaeridium*, sau de S. N. Naumova genurilor *Leiominuscula* şi *Lophominuscula*, ultimele două fiind citate şi din formaţiuni atribuite rifeanului în Carpaţii Meridionali (11).

În stadiul actual al cunoştinţelor s-ar părea că apariţia unei astfel de asociaţii, din care lipsesc tipurile cu morfologie mai complexă, este caracteristică precambrianului şi cambrianului timpuriu. Marie Ma-

[5] Comunicare verbală.

deleine Roblot (12) citează prezența unor astfel de microfosile în brioverianul din Franța (Manche, Cotes du Nord) și în algonkianul din Boemia, iar din lucrările publicate de Sofia Nikolaevna Naumova și B. V. Timofeev reiese că precambrianul și eocambrianul din zona baltică și din alte regiuni ale Europei sînt caracterizate de asemenea prin prezența unor asociații palinologice cu tipuri simple, puțin variate, în timp ce asociații cu caracter mai complex apar numai din cambrianul mediosuperior. Pe faza acestor date am atribuit fomațiunea blastodetritică din relieful îngropat de la Comănești dorneanului.

ROCILE ERUPTIVE

Rocile eruptive se grupează în două grupe : roci metaeruptive și roci eruptive mezozoice.

Rocile metaeruptive

Procesele de alterație hidrotermală și de blasteză care au afectat aceste roci fac dificilă uneori stabilirea exactă a caracterului lor primordial. După constituția mineralogică și aspectele structurale și texturale, se deosebesc : metariolite, metariolite plagioclazice, metadacite și metaandezite.

Structura porfirică a rocilor eruptive se păstrează în cele mai multe cazuri intactă. Textura lor este masivă ; foarte rar se observă aspecte fluidale relicte. Fenocristalele de cuarț își păstrează în cele mai multe cazuri forma lor inițială rotunjită, corodată. Fenocristalele de feldspat potasic și de plagioclaz sînt uneori bine conservate. În unele cazuri ele sînt înlocuite prin agregate de sericit $\pm$ zoizit, care păstrează conturul idiomorf al fenocristalului inițial, permițînd stabilirea caracterului primordial al rocii. Mineralele melanocrate lipsesc în general. În metadacite și metaandezite sînt substituite cu agregate tulburi cu compoziție complexă (sericit, clorit, oxizi de titan, oxizi de fier). Pasta rocilor metaeruptive este criptocristalină pînă la microcristalină.

Rocile eruptive primordiale au fost afectate în primul rînd de procese de alterație hidrotermală. Aceste procese s-au manifestat cu intensități diferite ; uneori albitizarea a fost mai puțin pronunțată, încît nu s-a ajuns la keratofire, alteori însă roca a fost albitizată intens și invadată de clorit și de calcit, rezultînd cuarț-keratofire tipice. Procesul de hidrotermalizare a produs de asemenea depuneri de clorite pe fisurile fenocristalelor. În unele cazuri, influența hidrotermalizării a fost atît de puternică, încît nu se mai recunosc decît fenocristalele de cuarț.

Ulterior proceselor de alterație hidrotermală a intervenit acțiunea metamorfismului general. Procesele de metamorfism s-au manifestat cu intensitate slabă. A fost afectată îndeosebi pasta rocilor care este înțesată de solzi de sericit, clorit și granule de epidot, prezentînd o tendință vădită de a se dispune paralel. În unele cazuri au rezultat agregate lenticulare, alungite, sericitice sau fișii, care, prin dispoziția lor paralelă, accentuează caracterul orientat al rocii. În pasta rocilor mai bazice se dezvoltă amfiboli

aciculari pe seama hornblendei sau piroxenului. Fenocristalele sînt uneori deformate, fragmentate, lenticularizate. Într-un stadiu mai avansat de deformare, cuarţul constituie agregate filonitice. Aspecte asemănătoare prezintă şi agregatele rezultate prin substituţia mineralelor melanocrate.

În grupul rocilor metaeruptive trebuie înglobate şi unele tufuri slab metamorfozate. Aceste roci sînt constituite dintr-o masă fundamentală cu aspect orientat, în compoziţia căreia intră : sericitul, cloritul, epidotul, amfibolii aciculari, oxizii de titan şi oxizii de fier, care înglobează lamele de biotit foarte deformate şi rare cristale de plagioclaz alterate.

Rocile metaeruptive reprezintă o serie subsecventă completă, care poate fi atribuită precambrianului. Metamorfozarea foarte slabă a acestor roci se acordă cu fenomenele de metamorfism incipient, care caracterizează formaţiunea blastodetritică precambriană pusă în evidenţă în relieful îngropat de la Comăneşti.

Rocile eruptive mezozoice

Rocile eruptive mezozoice apar foarte rar sub formă de galeţi în conglomeratele tortoniene. G. Cioflica[6] a identificat bostonite şi spilite.

Bostonitele sînt caracterizate prin prezenţa fenocristalelor de feldspat potasic. Augitul egirinic apare cu totul sporadic. Pasta rocii este constituită din microlite feldspatice, cu margini uneori sinuoase şi dispoziţie divergentă pînă la fluidală. Cuarţul apare numai în interstiţii. Pe baza caracterelor structurale şi mineralogice, aceste roci se integrează foarte bine în categoria bostonitelor triasice de tip Perşani, care apar la limita dintre ladinian şi carnian.

Spilitele prezintă aspect doleritic, fiind constituite din lamele de plagioclaz dispuse divergent. Fenocristalele de augit sînt rare. Cloritul, epidotul şi calcitul secundar abundă. În Munţii Perşani, spilitele sînt situate în baza bostonitelor, încît apariţia lor în relieful îngropat de la Comăneşti este firească.

DEPOZITELE SEDIMENTARE

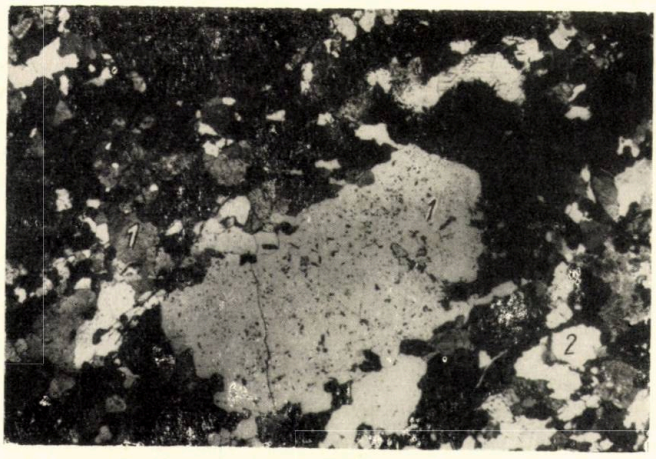
D. Patrulius[7] a examinat galeţii din rocile sedimentare ale conglomeratelor tortoniene de la Comăneşti şi a deosebit, pe baza studiului microfacial, următoarele grupe de roci :

— calcare marmoreene şi dolomite cu microlitofaciesuri cunoscute din triasic. Calcarele marmoreene sînt comparabile cu cele care se întîlnesc în anisianul sau norianul din pînza transilvană (Munţii Perşani) ;

— calcare roşii cu Halobiide şi rare microradiole, perfect comparabile prin microfaciesul lor cu calcarele noriene de tipul Hallstatt cu *Monotis* ce se găsesc sub formă de olistolite în partea de nord a Munţilor Perşani ;

[6] Comunicare verbală.
[7] *Ibidem.*

Fig. 1. — Gnais porfiroid. N +;
1, plagioclaz; *2*, cuarț.



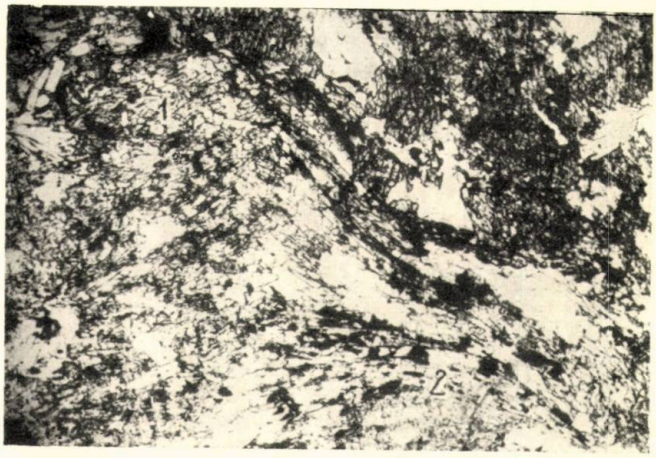


Fig. 2. — Flasergabro. N. II;
1, hornblendă; *2*, zoizit.

Fig. 3. — Metamicroconglomerat graywackic N +;
1, plagioclaz; *2*, cuarț; *3*, mezostază în care începe să apară sericitul.

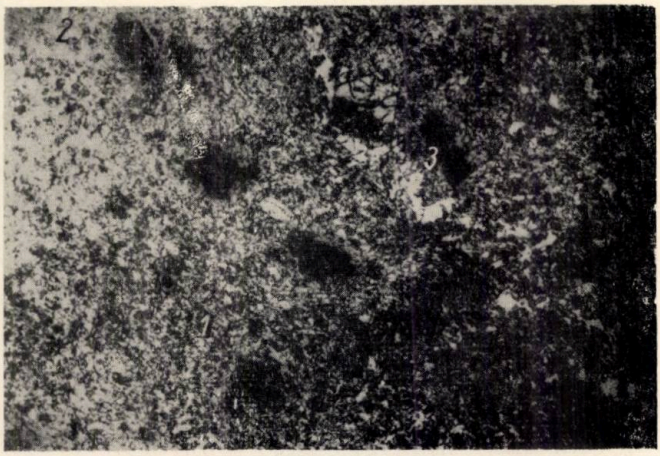


Fig. 4. — Amfibolit cu clorit N +;
1, amfibol; *2*, clorit; *3*, agregate opace.

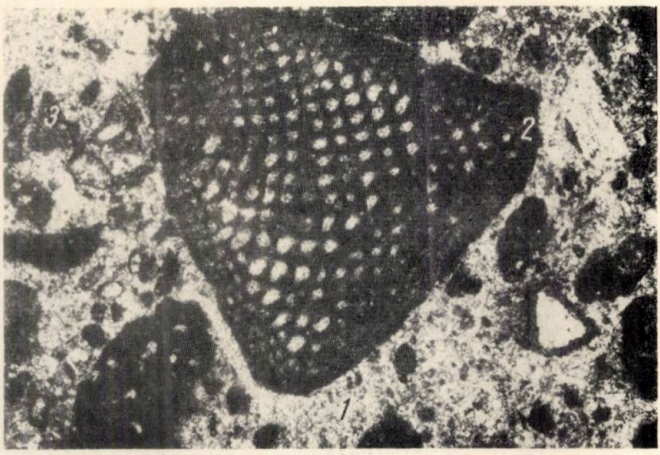


Fig. 5. — Calcar urgonian cu orbitoline N II;
1, calcit; *2*, orbitolină; *3*, foraminifere.

— calcare oolitice nisipoase și algolitice, cu microlitofaciesuri similare celor cunoscute din doggerul superior al zonei cristalino-mezozoice;

— calcar fin granular omogen cu romboedri de dolomit diseminați sau agregați; un asemenea microlitofacies este cunoscut în baza cretacicului din platforma moesică. Mai este de remarcat că în zona cristalino-mezozoică, și anume pe versantul de vest al Masivului Bucegi, la Poliți, se găsesc dolomite dezvoltate la limita dintre jurasic și cretacic;

— calcare urgoniene, în parte roșii, cu orbitoline (*O. conoidea*, *O. discoidea*); de reamintit că asemenea calcare sînt cunoscute atît în cuvertura masivului cristalin moldav, cît și în cuvertura pînzei transilvane din Munții Perșani, unde urgonianul este deseori reprezentat prin calcare roșcate.

Pe lîngă aceste roci, care pot fi comparate cu tipuri cunoscute, permițînd stabilirea aproximativă a vîrstei, se întîlnesc și roci de vîrstă incertă, și anume:

— jaspuri cu radiolari în parte negricioase, care ar putea să provină din triasic, din callovian-oxfordian sau din cretacicul inferior;

— siltite argiloase, uneori rubanate, comparabile cu cele care, în sinclinalul Hăghimaș, se găsesc în jurasic (stratele inferioare de Lunca) sau în formația de Wildflysch barremo-bedouliană; asemenea siltite, dar de vîrstă încă neprecizată (jurasic sau cretacicul inferior), sînt cunoscute și la Tomești, pe marginea vestică a masivului cristalin moldovenesc, de asemenea în neocomianul și în formația de Wildflysch din Munții Perșani;

— microbrecie calcaroasă-vulcanogenă, cu sticlă tachilitică cloritizată sau colorată în brun prin limonit.

CONCLUZII

Studiul complex sedimentologic, petrografic, palinologic și microfacial al conglomeratelor tortoniene de la Comănești permite atît localizarea zonei de sursă a sedimentelor (în sudul și vestul actualei arii de răspîndire a conglomeratelor), cît și aprecierea constituției ei geologice. Existența acestei surse este confirmată și de rezultatele cercetărilor geofizice.

Studiul petrografic al galeților a permis identificarea unor formațiuni cristalofiliene aparținînd fundamentului vechi de Măgura, alutianului și dorneanului. Aceste date arată continuarea acestor formațiuni din Carpații Meridionali și Carpații Orientali în fundamentul Bazinului Transilvaniei. Deosebit de interesantă este punerea în evidență a unei formațiuni blastodetritice, care a fost atribuită proterozoicului superior pe baza conținutului de spori.

Printre elementele identificate sînt de remarcat: 1) roci cunoscute din autohtonul pînzei transilvane, și anume siltite aparținînd cretacicului inferior și probabil jurasicului superior, eventual și unele jaspuri și calcare mediojurasice; 2) roci provenind din pînza transilvană, printre care diferite calcare triasice, spilite și bostonite de aceeași vîrstă (2); 3) roci

din cuvertura pînzei transilvane şi a autohtonului ei, şi anume calcare urgoniene.

Diferitele tipuri de roci participă în mod inegal la alcătuirea seriei detritice grosiere a tortonianului din regiunea Comăneşti. În nivelul inferior predomină galeţii de gnaise şi calcare mezozoice. Nivelul mijlociu este caracterizat prin predominarea diferitelor tipuri de amfibolite. Rocile blastodetritice abundă atît în nivelul mijlociu, cît şi în nivelul superior. Participarea diferitelor tipuri de roci în proporţii variabile în cele trei nivele de conglomerate tortoniene vine în sprijinul ipotezei unui relief de constituţie geologică complexă, denudat în egală măsură de agenţii de eroziune. Acest relief ar putea fi imaginat sub formă de creste emerse în timpul tortonianului. În Carpaţi, într-o poziţie mai externă, se cunosc brecii cu roci eruptive, cristalofiliene şi sedimentare, care provin, după G. Murgeanu (9), Al. Codarcea (3) şi M. G. Filipescu (7), dintr-o cordilieră emersă în timpul cretacicului superior.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Şt., *Structura fundamentului hercinic al curburii Carpaţilor Orientali în lumina anomaliilor cîmpurilor gravimetric şi geomagnetic*, Asoc. geol. carpato-balc., Congr. V, VI, Geofizică, Bucureşti, 1963.
2. Cioflica C., Patrulius D., Ionescu J. şi Udubaşa, *Ofiolitele alohtone triasice din Munţii Perşani*, St. şi cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *1*.
3. Codarcea Al., *Étude micrographiques des roches cristallines du Sénonien de Breaza*, C. R. Inst. Géol. Roum., 1937.
4. Codarcea-Dessila M., *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari—Cisnădioara—Sadu*, Com. geol. Mem. 1965, **VI** (1962).
5. — *Consideraţiuni asupra stratigrafiei genezei şi structurii formaţiunilor cristalofiliene din Carpaţii Meridionali centrali (regiunea Răşinari—Cisnădioara—Sadu)*, An. Com. geol., 1964, **XXXI**.
6. Deflandre G., *Microorganismes du Précambrien; une mise au point*, C. R. Soc. Géol. Fr., 1960, *5*, 119—120.
7. Filipescu G. M. şi Alexandrescu Gr., *Repartiţia gresiilor grosiere şi a arcozelor cu feldspat roşu în Cretacicul Carpaţilor Orientali*, St. şi cerc. de geol., 1962, **VII**, *2*.
8. Glowacki E., Karnkowski P. a. Zak C., *Pre-Cambrian and Cambrian in the Basement of the Carpathian Foreland and the Holy Cross. M-ts*, Ann. Soc. géol. Pol., 1963, **XXXII**, *1—3*, 321—328.
9. Murgeanu G., *Sur une cordilière antésénonienne dans la géosynclinal du flysch carpathique*, C. R. Inst. Géol. Roum., 1937, **XXI**.
10. Наумова С. Н., *Споры нижнего кембрия*, Изв. АН. СССР, сер геол., 1949, *4*.
11. Naumova S. N., Codarcea-Dessila M. şi Iliescu V., *Resturi de plante din complexele de şisturi cristaline din Carpaţii Meridionali centrali*, St. şi cercet. geol., geofiz., geogr., Ser. geol., 1964, **9**, *1*, 187—192.
12. Roblot M. M., *Sporomorphes du Précambrien normand*, Rev. Micropaleont., 1964, **7**, *2*, 153—156.
13. Szádeczky J., *Munţii ascunşi din Transilvania de est*, D. d. S. a Şed., 1930, **XVI**.
14. Тимофеев Б. В., *Древнейшая флора Прибалтики и ее стратиграфическое*. Ленинград, 1959, *129*.
15. Timofeev B. V., *Sur les caractéristiques micropaléontologiques de la formation de Visingsö*, Geol. Förn. Förlandl (Lund), 1960, **82**, *1*, 28—42.

Institutul geologic al Comitetului geologic
Ministerul Petrolului, Întreprinderea de laboratoare geologice

Primit la redacţie la 22 VI 1965

DESCOPERIREA SUBGENULUI *ECERICARDIUM* ÎN PLIOCENUL DIN ROMÂNIA

DE

A. G. EBERSIN

55(05)

Se descrie o specie nouă a subgenului *Ecericardium*, a cărui prezenţă în pliocenul României este astfel stabilită pentru prima oară.

Specia descrisă este, prin ocurenţa şi caracterele ei, un reprezentant mai timpuriu al subgenului respectiv în comparaţie cu speciile euxinice. Se fac consideraţii noi cu privire la originea subgenului *Ecericardium*.

În pliocenul din România au fost găsite de către I. C. Motaş cîteva cardiide salmastre deosebite, în majoritate specii noi. Unele dintre ele au fost remise Laboratorului de moluşte inferioare de la Institutul paleontologic al Academiei de Ştiinţe a U.R.S.S. Printre aceste cardiide s-a stabilit prezenţa cîtorva cochilii de *Limnocardium* aparţinînd subgenului rar *Ecericardium*, ai cărui reprezentanţi erau cunoscuţi pînă acum numai în pliocenul mediu din Gruzia (Transcaucazia de vest). Subgenul menţionat a fost separat în cadrul genului *Limnocardium* relativ de curînd (1). Acestui subgen îi aparţin speciile de limnocardii caracterizate prin următoarele particularităţi : „Cochilia prosodacniformă, netedă sau aproape netedă, cu coaste turtite sau foarte puţin proeminente. Şarniera este constituită, la valva dreaptă, din doi dinţi cardinali, doi laterali anteriori (dintre care cel superior uneori complet redus) şi unul lateral posterior. La valva stîngă un dinte cardinal şi unul lateral anterior. Nu se observă o deschidere la partea posterioară a valvelor" (1, p. 16).

În ceea ce priveşte şarniera valvelor drepte, reprezentanţii acestui subgen se aseamănă cu *Moquicardium*, dar se deosebesc de acesta prin absenţa constantă a dintelui lateral posterior la valvele stîngi. Totuşi, asemănarea exterioară cu *Moquicardium* este uneori atît de izbitoare,

St. şi cerc. geol. geofiz. şi geogr. Seria geologie t. 10 nr. 2, p. 341–346 Bucureşti 1965

încît cele două subgenuri pot fi uşor confundate între ele. Numai studiul şarnierei şi ontogenezei cochiliilor duce la concluzia că există o deosebire esenţială între *Ecericardium* şi *Moquicardium*, în sensul că ele aparţin la ramuri filogenetice distincte de *Limnocardium*.

Dacă în legătură cu subgenul *Moquicardium* există date care ne permit să vorbim despre originea lui locală endemică pentru Bazinul Euxinic, fiind separat de *Euxinicardium* ca ramură autonomă la limita între pliocenul inferior şi mediu, în ceea ce priveşte originea lui *Ecericardium* multe lucruri erau pînă acum neclare. Se presupunea că *Ecericardium* a apărut în pliocenul mediu, pornind de la *Euxinicardium* (1 p. 20). Totuşi, a rămas de neînţeles de ce reprezentanţii lui se întîlnesc foarte tîrziu (kimmerian terminal şi kuialnikian) în comparaţie cu alte forme şi nu apar în momentul de maximă înflorire a genurilor şi subgenurilor pliocene medii. Descoperirea subgenului *Ecericardium* la partea inferioară a pliocenului mediu din România (strate cu *Pachydacna*)[1] permite o altă abordare a problemei ascendenţei acestui subgen şi lasă să se întrevadă originea lui getică, precum şi existenţa, de scurtă durată, a unei comunicaţii între bazinele Geto-dacic şi cel Euxinic la începutul pliocenului mediu. Pentru a admite o asemenea presupunere, drept bază a servit asemănarea între pahidacnele kimmerianului inferior (azovian) şi cele din România (2, p. 145—146), şi prezenţa, în kuialnikianul din Crimeea, a unor pahidacne mai apropiate de speciile româneşti decît de cele euxinice (2, p. 168). În prezent se stabileşte o apropiere nu numai cu ajutorul pahidacnelor pliocene medii, ci şi cu ajutorul ecericardiilor. De aceea posibilitatea imigrării în pliocenul mediu a unora dintre cardiidele Bazinului Geto-dacic în marea kimmeriană din regiunea euxinică devine mai fundată.

Trecînd la descrierea noii specii, mă consider dator s-o dedic geologului I. C. M o t a ş, primul descoperitor al ei în pliocenul din România.

Familia **C A R D I I D A E** Lamarck, 1819

Subfamilia **LIMNOCARDIINAE** Stoliczka, 1871

Genul **L i m n o c a r d i u m** Stoliczka, 1871

Subgenul ***Ecericardium*** Ebersin, 1947

Limnocardium (Ecericardium) *motasi* sp. n.

Planşa I, fig. 2—3

Holotipul nr. 36 (1963) (Institutul paleontologic al Academiei de Ştiinţe a U.R.S.S.).

Ocurenţă. Valea Mare, Bengeşti (reg. Oltenia), pliocen mediu.

[1] În clasificarea stratigrafică adoptată de autor, etajul ponţian reprezintă pliocenul inferior, iar etajele kimmerian şi kuialnikian pliocenul mediu, corespunzînd cu dacianul din România. Stratele cu *Pachydacna* sînt situate deasupra stratelor cu *Phyllocardium planum* şi sînt socotite ca reprezentînd nivelul terminal al ponţianului (geţia sau strate de trecere între ponţian şi dacian s. str. (nota redacţiei româneşti I. C. M o t a ş).

Diagnoză. Cochilie mică, circulară cu umbone mic, înclinat înainte. Cîmpul anterior cu 24—25 de coaste plate, pe cîmpul posterior 6—8 coaste subțiri. Șarniera valvei drepte cu 5 dinți: doi cardinali, doi laterali anteriori și unul lateral posterior. Pe valva stîngă doi dinți: unul cardinal și unul lateral anterior.

Coquille circulaire de petite taille avec un petit crochet incliné vers l'avant. Le champ antérieur avec 24 — 25 côtes applaties. Sur le champ postérieur 6—8 côtes fines. La charnière de la valve droîte avec 5 dents: deux cardinales, deux latérales antérieures et une latérale postérieure. À la valve gauche deux dents: une cardinale et une latérale antérieure.

Descriere. Cochilia de dimensiuni mici, foarte puțin convexă, de lățime moderată, de obicei cu contur circular, uneori ovalcircular, ușor inechilaterală. Marginea cardinală bombată cu partea anterioară scurtă, ușor concavă, și partea posterioară lungă, ușor convexă. Marginile anterioară și inferioară formează o singură semicircumferință, aproape regulată. Marginea posterioară este ceva mai redusă. Ea este slab convexă, făcînd un unghi ușor rotunjit cu marginile adiacente.

Umbonele este mic, îngust, puțin proeminent deasupra marginii cardinale, puțin mai apropiat de capătul anterior al valvei, care este foarte ușor carenată chiar lîngă vîrful umbonelui. Pe umbone nu există o carenă net exprimată.

Suprafața exterioară este aproape complet netedă, cu numeroase coaste, nu întotdeauna la fel de distincte. Pe cîmpul anterior în jur de 24—25 de coaste. Primele dintre ele, cele anterioare, în număr de 5—6, sînt ușor bombate, despărțite prin intervale care, deși foarte înguste, liniare, sînt net distincte. Următoarele 8—10 coaste sînt complet turtite, cu intervale uneori cu totul indistincte, de asemenea foarte înguste și devenind mai clare numai în partea centrală a suprafeței externe. În cazuri de conservare bună, aceasta din urmă se prezintă pe alocuri aproape complet netedă. Pe cîmpul posterior se observă 6—8 coaste mai fine și mai înguste, care coboară radiar de la umbone spre marginea posterioară. Intervalele dintre ele sînt foarte înguste, asemănătoare cu niște hașuri extrem de fine. În afară de linii fine de creștere se remarcă „inele anuale" mai distincte și ceva mai groase, în număr de minimum 5—6.

Șarniera valvei drepte se compune din doi dinți cardinali, doi laterali anteriori și unul lateral posterior. Ambii dinți cardinali sînt mici, însă net dezvoltați, sub formă de tuberculi punctiformi, separați printr-o fosetă îngustă în formă de fisură și așezați aproape perpendicular pe platoul cardinal. Dintre cei doi dinți, cel posterior este ceva mai dezvoltat. Dintre dinții laterali anteriori, mai puternic dezvoltat este cel inferior, linguiform, separat de cel superior printr-o fosetă adîncă, paralelă cu marginea. El depășește de două ori dimensiunea dintelui superior. Dintele superior are aspectul unei mici limbi, delimitată sus printr-un șanț în formă de fisură. Dintele lateral posterior se prezintă ca un burelet în formă de placă, separat de marginea supraiacentă printr-un șanț adînc, bine marcat. La valva stîngă sînt dezvoltați mai ales un mic dinte cardinal și un dinte lateral anterior linguiform. Deși valvele stîngi examinate

sînt puţin numeroase, ele permit totuşi să se stabilească absenţa indiscutabilă a oricărui dinte lateral posterior pronunţat.

Placa ligamentară este mică, îngustă, ca întindere constituind cam jumătate din lungimea părţii posterioare a marginii cardinale, delimitată sus printr-un şanţ foarte îngust şi puţin adînc.

Lunula este puţin aparentă, mică, însă largă. Corselet lung şi îngust, delimitat printr-o margine recurbată, în formă de burelet.

Suprafaţa internă este costată pe mare întindere. „Coastele interne", dezvoltate la periferia marginilor anterioară şi inferioară, urcă de la acestea mai sus de linia care uneşte centrele aductorilor. La capătul lor inferior coastele au, în secţiune transversală, un profil în formă de şină. În proiecţie plană, terminaţiile coastelor sînt rotunjite. Dintre „coastele interne", cele mediane, în număr de 8—10, au un jgheab îngust, longitudinal. Intervalele dintre „coaste" sînt înguste, în profunzime (chiar lîngă marginea inferioară) puţin lăţite.

PLANŞA I

Fig. 1. — *Limnocardium* (*Ecericardium*) *guttula* Ebers. Holotip. Gruzia de vest, Dgihandgiri, kimmerian. Valvă dreaptă, suprafaţa exterioară, mărire × 2 (E b e r s i n, 1947, pl. XIII, fig. 8)

Fig. 2. — *Limnocardium* (*Ecericardium*) *motasi* Ebers. Holotip Bengeşti, Valea Mare, pliocen mediu. Valva dreaptă : *a*, suprafaţa externă, mărime naturală ;

b, idem, mărire × 2 ; *c*, suprafaţa internă, mărire × 2.

Fig. 3. — Aceeaşi specie, din acelaşi loc. Paratip. Şarniera valvei stîngi, Mărire × 2.

Fig. 4. — *Limnocardium* (*Ecericardium*) *subguttula* Ebers. Holotip. Gruzia de vest, Eceri, kuialnikian. Valva dreaptă, suprafaţa externă, mărire × 2 (A. G. E b e r s i n, 1947, pl. XIII, fig. 11*a*).

Fig. 5. — *Limnocardium* (*Ecericardium*) *ecericum* Ebers. Holotip. Gruzia de vest, Eceri, kuialnikian. Valva dreaptă, suprafaţa internă ; mărime naturală (A. G. E b e r s i n, 1947, pl. XIII. fig. 12 *a*).

Fig. 6. — *Limnocardium* (*Ecericardium*) *subguttula* Ebers. Holotip. Aceeaşi ocurenţă şi vîrstă. Valvă dreaptă, suprafata exterioară ; mărire × 2 (A. G. E b e r s i n, 1947, pl. XIII, fig. 10).

Fig. 7. — *Limnocardium* (*Moquicardium*) *moquicum* Sen. Plesiotip. Kerci, Kîzaul, kimmerian. Şarniera valvei stîngi pentru demonstrarea dintelui lateral posterior. Mărime naturală (A. G. E b e r s i n, 1947, pl. XIV, fig. 9).

Fig 8. — Aceeaşi specie. Topotip. Abhazia, Duab, Mănăstirea Mokvi, kimmerian. Valva dreaptă :

a, suprafaţa externă, mărime naturală ; *b*, idem, suprafaţa internă, mărime naturală, (A. G. E b e r s i n, 1947, pl., XIV, fig. 8—8*a*).

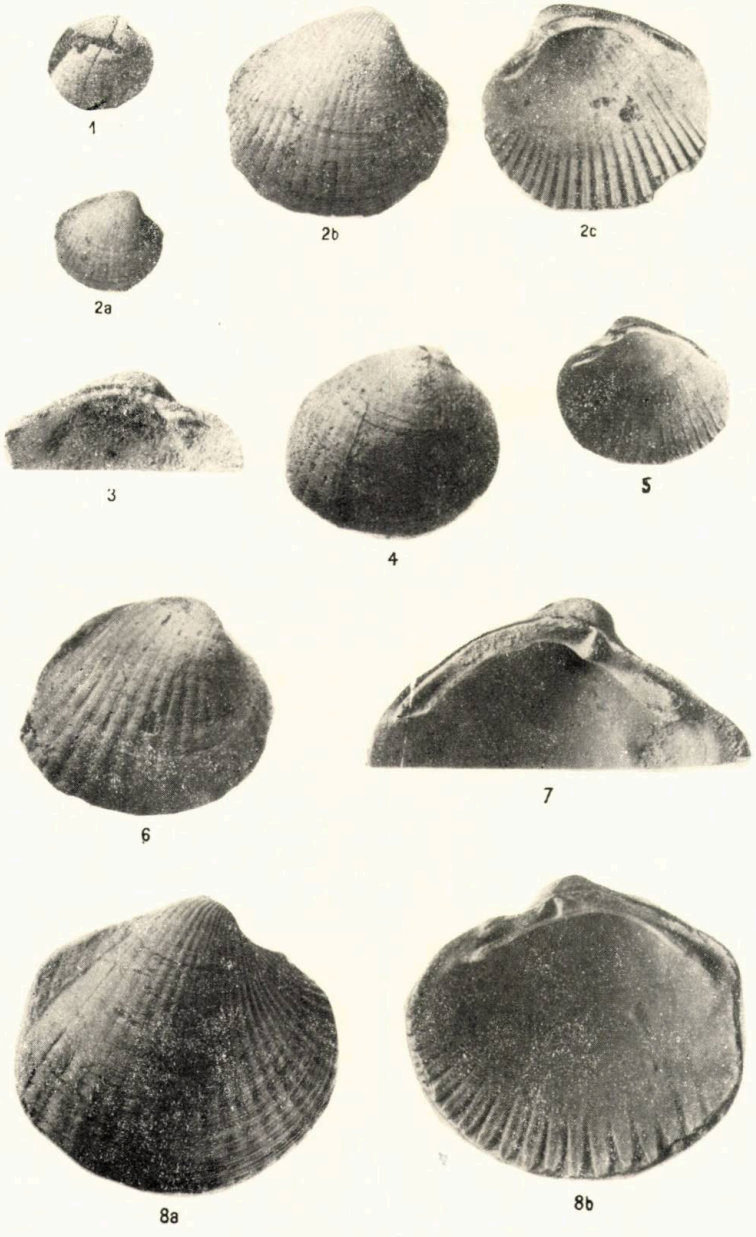


Fig. 1—8

Dintre impresiunile mușchilor aductori, cea anterioară este unghiular-rotunjită și mai distinctă decît cea posterioară, care este rotundă și superficială. Deasupra aductorului anterior, direct pe suprafața inferioară a dintelui lateral anterior, sînt situate mici impresiuni ale mușchiului pedial. Linie paleală slab marcată, depărtată de margine; nu se observă sinus.

Dimensiuni (în mm)

Lungime	Înălțime	Lațime	Raporturi	
(a)	(*b*)	(*c*)	b : a	c : b
14,6	13,6	4,3	0,93	0,31

(Holotipul nr. 36 (1963), valva dreaptă.)

Variație. În afara exemplarelor cu contur circular se observă și unele cu contur circular alungit sau oval; totuși este foarte greu să ne facem o idee asupra acestei variabilități, din cauza numărului redus și a caracterului fragmentar al materialului.

Comparație. După cum s-a spus mai sus, se remarcă o mare asemănare exterioară între specia descrisă și *Moquicardium*. Pentru comparație sînt prezentate figuri ale speciei *Limnocardium* (*Moquicardium*) *moquicum* Sen. (pl. I, fig. 7—8). Totuși, șarniera valvei stîngi, ca și costulația atenuată a stadiilor tinere, determină apartenența speciei descrise la *Ecericardium*; de asemenea șarniera valvei drepte este absolut identică cu cea a reprezentanților subgenului respectiv (pl. I, fig. 2 *c* și 5). Dintre speciile cunoscute de *Ecericardium*, cele mai apropiate de cea descrisă sînt *Limnocardium* (*Ecericardium*) *guttula* Ebers., din kimmerian (pl. I, fig. 1) și *L.* (*E.*) *subguttula* Ebers., din kuialnikian (pl. I, fig. 4 și 6). Conturul circular și gradul de convexitate a valvelor sînt comune pentru toate aceste specii; ele au același caracter al structurii suprafeței externe, aceeași turtire a coastelor și componență identică a șarnierei. Diferența constă în faptul că umbonele speciei *L.* (*E.*) *motasi* este mai individualizat, numărul coastelor este mai mare, acestea fiind dezvoltate mult mai distinct, în special pe cîmpul posterior. Conturul și gradul de dezvoltare al umbonelui, ca și particularitățile cîmpului posterior ale acestei specii, pot fi considerate ca fiind caractere arhaice, mai primitive în comparație cu *L.* (*E.*) *guttula* și *L.* (*E.*) *subguttula*. Acest din urmă fapt, la rîndul său, permite să presupunem o vîrstă mai veche (azovian?) pentru *L.* (*E.*) *motasi*, dar nu mai tînără decît partea inferioară a pliocenului mediu, și să considerăm această formă ca reprezentant mai precoce al subgenului *Ecericardium* decît formele kimmeriene tîrzii din Gruzia.

Răspîndirea geografică și geologică. România: Muntenia, (Pietrari, Cîmpina), Oltenia (Bengești); stratele cu *Pachydacna*.

Material. O valvă dreaptă întreagă (holotip) și trei cochilii deteriorate de la Bengești (Oltenia). Colecția I. C. Motaș, 1963.

BIBLIOGRAFIE

1. ЭБЕРЗИН А. Г., *Род Limnocardium Stoliczka в плиоцене Понто-Каспийского бассейна*, Труды Палеон Инст. АН СССР, 1947, **13**, *4*, p. 1—156.
2. ЭБЕРЗИН А. Г., *Солоноватоводные кардииды плиоцена СССР, часть III, Prosodacna, Prionopleura* и *Pachydacna*, Труды Палеон. Инст. АН СССР, 1959, **74**, p. 1—196.

Inst. paleontologic — Acad. de ştiinţe URSS, Moscova

Primit în redacţie la 27 aprilie 1965

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FAUNELOR FOSILE DIN FLIȘUL CRETACIC DINTRE VALEA TELEAJENULUI ȘI VALEA IALOMIȚEI

DE

M. ȘTEFĂNESCU, E. AVRAM și MARINA ȘTEFĂNESCU

55(05)

Se citează forme fosile colectate din 22 de noi puncte fosilifere, cu care ocazie se propune și o nouă specie de amonit *Pulchellia prahovensis* nov. sp. E. Avram și M. Ștefănescu. Se separă pe valea Prahovei în amonte de Comarnic o entitate litologică distinctă, sub numele de strate de Podu Vîrtos. Ea cuprinde atît partea superioară a apțianului, cît și o parte din albianul inferior. Se ajunge la concluzia că pe valea Macla (afluent stîng al văii Bertea) există următoarea succesiune stratigrafică: pachetul de fliș din aval, asemănător seriei de Teleajen (albianul superior-vraconianul inferior), pachetul cu argile vișinii (vraconianul superior), pachetul șistos cu argile negre (cenomanian); marne roșii de tip Gura Beliei (senonianul superior).

În flișul cretacic din regiunea de curbură a Carpaților Orientali există două pachete de strate care, datorită caracterelor litologice distincte și a conținutului paleontologic bogat, constituie repere stratigrafice cu valoare regională.

Între aceste două repere, care sînt stratele de Comarnic și seria de Dumbrăvioara, există o stivă groasă de depozite în care resturile organice sînt rare, ceea ce a făcut ca stratigrafia lor să fie destul de greu de descifrat. De aceea am considerat necesar să publicăm faunele colectate în vara anului 1964, care contribuie la cunoașterea vîrstei depozitelor dintre valea Teleajenului și valea Ialomiței (fig. 1).

În lucrarea de față nu ne vom ocupa de litologia depozitelor, întrucît ea este deja cunoscută din alte lucrări (7), (9), (10), ci numai de faunele pe care acestea le conțin, și îndeosebi de cele descoperite de noi.

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 10 nr. 2 p. 347–354 *București 1965*

Ţinem să menţionăm încă de la început că din toate entităţile litologice separate în această regiune, inclusiv seria de Macla (*Turrilites costatus* Lamk. (6)), au mai fost colectate fosile pînă la lucrările executate de noi.

Lucrările în care se găsesc citate faunele fosile din regiunea cuprinsă între valea Teleajenului şi valea Ialomiţei aparţin următorilor autori: G. Murgeanu (5), (6), M. G. Filipescu (3), Gr. Popescu (9), (10), G. Murgeanu, D. Patrulius şi L. Contescu (7), E. Avram şi V. Matei (1).

Toate fosilele descoperite de autori au fost reunite în trei lucrări de sinteză (2), (4), (8).

Înainte de a examina faunele colectate din depozitele apţian-albiene, ne vom ocupa de reperele între care sînt acestea cuprinse.

Stratele de Comarnic. Vîrsta acestora a fost precizată încă din 1931, cînd G. Murgeanu (6), pe baza faunelor colectate, le-a atribuit barremian-bedulianului.

Ulterior aceste strate ne-au furnizat material paleontologic din următoarele puncte, încă necunoscute, şi pe care le vom enumera mai jos, cu faunele respective :

1[1] Plaiul din stînga văii Floreiului (afluent al văii Prahovei) :
Silesites vulpes Coq.
Barremites difficile d'Orb.

2. Valea Prahovei în amonte de confluenţa cu valea Bătrîioarei :
Pulchellia prahovensis nov. sp. E. Avram şi M. Ştefănescu[2]
Hamulina fumisugia Hoh.
Biasaloceras subsequens Kar.

3. Valea Păltinoasei (afluent stîng al văii Talea) :
Pulchellia schlumbergeri Nickles
Pulchellia aff. *compressissima* d'Orb.
Leptoceras beyrichi Karst.

4. Plaiul Şirnei (Pietroşiţa) :
Ptychoceras sp.

5. Valea Talea :
Macroscaphites sp.

6. Valea Brăţii (sud de Pietroşiţa) :
Holcophylloceras guettardi (Raspail)

7. Plaiul Hoţilor

Din acest punct am mai colectat, în afara faunelor citate, forma : *Macroscaphites binodosus* Uhlig.

Această faună vine să confirme vîrsta atribuită pînă acum stratelor de Comarnic (barremian-bedulian), şi în special a părţii superioare a acestora, prin forma *Holcophylloceras guettardi*, care nu mai lasă nici o îndoială asupra prezenţei bedulianului în stratele de Comarnic.

---

[1] Cu aceleaşi numere sînt indicate punctele fosilifere şi pe schiţa anexată.
[2] Vezi apendicele paleontologic.

Seria de Dumbrăvioara (Gr. Popescu). Pe măsură ce s-au descoperit resturi fosile, care se află în aproape toate ivirile seriei de Dumbrăvioara, vîrsta acesteia a variat de la albianul superior-vraconian (9) la vraconian-cenomanian (4), (10), pentru a fi stabilită la vraconianul superior-cenomanian (11). Această ultimă precizare s-a bazat pe faptul că amoniții de zonă colectați din baza acestei serii indică ostlingoceraţianul (vraconianul superior).

Din această serie vom aminti numai două puncte, din care am colectat faună pentru prima dată.

8. V. Vlădișorului (afluent al Doftanei, în aval de chei) :

Parahibolites tourtiae Weign.
Neohibolites minimus List.
Aucellina sp.

9. Cariera Runcu (valea Ialomicioarei) :

Hamites sp.
Parahibolites tourtiae Weign.
Neohibolites minimus List.
Aucellina gryphaeoides Sow.

Aceste forme se încadrează în listele citate din punctele în care există și amonți de zonă pentru varaconianul superior.

După ce am amintit vîrsta celor două repere, ne vom ocupa de faunele colectate din depozitele cuprinse între acestea.

10. La baza gresiilor masive din plaiul Floreiului, care stau pe stratele de Comarnic, am descoperit un exemplar de *Macroscaphites yvani* Puz.

Stratele de Podu Vîrtos (M. Ștefănescu, E. Avram, Marina Ștefănescu)[3]. Peste un pachet de gresii masive de același tip cu cele amintite mai sus se dispune, se pare discordant, o serie de fliș formată din gresii micacee cu textură diagonală sau curbicorticală ce alternează cu argile cenușii, uneori verzui, între care apar și marno-calcare cenușii ce se alterează ruginiu.

Acestea sînt foarte bine deschise pe valea Prahovei, între valea Bătrîioarei și Fabrica de ciment Comarnic.

11. Valea Prahovei (între valea Bătrîioarei și Fabrica de ciment Comarnic) :

Acanthohoplites nolani Seunes
Acanthohoplites nolani crasa Sinz.
Acanthohoplites sp. aff. *A. laticostatus* Sinz.

12. Valea Beliei :

Puzosia octosulcata (Sharpe).

Fauna colectată din punctele 11 și 12 indică, pentru depozitele care le conțin, vîrsta apțian superioară — albian inferioară.

De asemenea pe baza aceloraşi fosile, precum și a exemplarului de *Macroscaphites yvani* din plaiul Floreiului, putem preciza că gresiile masive din regiunea văii Prahovei care stau peste stratele de Comarnic, aparțin apțianului inferior și mediu. Dar, cum știm că spre vest de această

[3] Din același pachet de depozite, C. Vinogradov a colectat o faună care a fost determinată de D. Patrulius și citată într-o lucrare de sinteză (8).

regiune stratele de Comarnic cuprind și partea inferioară a apțianului, înseamnă că depozitele arenitice masive reprezintă mai probabil partea mijlocie a apțianului.

Seria de Bobu (Gr. Popescu). La est de valea Doftanei, în clancul extern al anticlinoriului Zamurei, peste stratele de Sinaia se așază o ferie subțire care a fost atribuită apțianului superior, pe baza faunei pe pare o conține (E. Avram, V. Matei). Peste această serie sau direct seste stratele de Sinaia se așază seria de Bobu.

13. Din baza seriei de Bobu, în Cheile Teșilei, la sud de confluența Doftanei cu valea Vlădișorului, Gr. Popescu citează forma *Leymeriella*. Din același punct am colectat și noi mai multe exemplare de amoniți, din care nu s-a putut determina decît *Acanthohoplites* sp.

14. Pe valea Doftanei, în aval de Cheile Teșilei, la km 13,600 CFF, am colectat o faună ce conține :

Leymeriella tardefurcata (Leym.)
Leymeriella tardefurcata var. *densicostata* Spath
Puzosia sp.

Această asociație faunistică indică cu precizie prezența părții inferioare a albianului spre baza seriei de Bobu.

Întrucît însă fauna din punctul nr. 14 este situată la un nivel sub care mai există încă circa 450 m de depozite de același tip cu cele în care sînt cantonate fosilele, ne întrebăm dacă nu cumva în acest pachet inferior nivelului cu *Leymeriella* este inclusă și partea superioară a apțianului.

Deci ar însemna că instalarea faciesului seriei de Bobu să fi avut loc mai devreme în zonele mai adînci ale șanțului în care acestea s-au sedimentat.

Cum însă nu avem nici o dovadă paleontologică asupra prezenței apțianului superior, aceasta rămîne deocamdată numai ca o ipoteză.

15. Pe valea Zimnicilor, tot din treimea inferioară a seriei de Bobu (complexul de marne și gresii calcaroase), au fost colectate două forme nedeterminabile specifice :

Puzosia sp.
Panopea sp.

Complexul marno-grezos, micaceu cu siderite (Gr. Popescu).

16. Din partea superioară a seriei de Bobu, adică din complexul marno-grezos, micaceu cu siderite, am recoltat, din primul afluent stîng al văii Ermeneasa, următoarele forme :

Hamites cf. *duplicatus* Pictet et Campiche
Neohibolites sp. (foarte alungit)
Inoceramus sp.
Aucellina sp.

Hamites cf. *duplicatus* pledează în favoarea prezenței vraconianului în pachetul din care a fost colectat, vîrstă ce a fost presupusă încă din 1963 [4].

Seria de Teleajen (Gr. Popescu). Din pachetul inferior lipsit de gresii masive al acestei serii am recoltat următoarele forme :

[4] Gr. Popescu, C. Butnăreanu, A. Butac, Marina Ștefănescu, M. Zamfirescu, A. Lăcătușu, E. Avram, Raport geologic Intr. prosp. și lab. București, 1963.

17. Pe valea Vărbilăului, în amonte de coliba lui Moș Dan :
Puzosia sp. (aff. *P. planulata* Sow).

18. Rîpile de la V de coliba lui Moș Dan :
Puzosia sp.
Neohibolites minimus List.

19. Ultimul afluent mare de pe dreapta văii Bertea :
Puzosia aff. *mayoriana* d'Orb.

20. Pe valea Doftanei, în aval de confluența cu valea Secăriei :
Lechites sp. (aff. *L. gaudini* Pictet et Campiche).

Fosilele din punctele 17, 18, 19 și 20 sînt colectate din pachetul inferior de fliș [5] lipsit de gresii masive. Exemplarul de *Lechites* sp. din punctul 20 a fost colectat la circa 40 m stratigrafic sub gresiile masive, care suportă spre V depozitele seriei de Dumbrăvioara. Deci, astfel, se confirmă paleontologic vîrsta vraconian inferioară a gresiei de Sita-Tătaru atribuită pe baza relațiilor cu seria de Dumbrăvioara (10).

21. Gresiile masive situate în zona externă a seriei de Teleajen remaniază elemente de marno-calcare cenușii, uneori pătate cu negru, de tipul celor întîlnite și în seria de Dumbrăvioara. Dintr-unul din aceste elemente din gresia de sub Măciucu Berții am colectat o faună ce cuprinde :

Ostlingoceras puzosianum (d'Orb.)
Hamites sp.
Puzosia sp.
Aucellina sp.
echinide

La Pietriceaua (Brebu), Gr. Popescu a descoperit, tot într-un marno-calcar [6], un exemplar de *Subschloenbachia rostrata.*

Atît forma de *Ostlingoceras puzosianum*, cît și *Subschloenbachia rostrata* indică vraconianul superior ca vîrstă pentru elementele de marno-calcar.

Întrucît gresia remaniază faună de vraconian superior, înseamnă că ea este mai nouă decît aceasta. Pe de altă parte, știm că peste seria de Teleajen stă discordant senonianul în faciesul marnelor roșii de Gura Beliei (Lutu-Roșu). Deci gresiei de Măciucu-Berții îi rămîne ca interval stratigrafic cenomanian-turonianul, interval presupus de Gr. Popescu încă din 1959 (10). Cum însă pentru turonian nu avem nici o dovadă paleontologică în regiune, această vîrstă pentru gresia de Măciucu-Berții rămîne doar ca o ipoteză.

Gr. Popescu descrie în 1959 (10) o serie de fliș cu intercalații de argile roșii, situată la exteriorul seriei de Teleajen, pe care o denumește seria de Macla [7], după valea cu același nume care oferă unul dintre cele mai bune profile prin această serie.

Întrucît în general seria de Macla este extrem de cutată, iar succesiunea pachetelor care participă la alcătuirea ei este destul de greu de stabilit,

[5] Probele au fost colectate de M. Ștefănescu, C. Butnăreanu, M. Zamfirescu, V. Matei, E. Avram,.
[6] D. Patrulius, comunicare verbală.
[7] Gr. Popescu, *Raport, geologic*, Arh. Inst. geol-geogr. al Acad. R.P.R., 1959.

vom încerca să stabilim această succesiune plecînd chiar de la profilul văii Macla.

Pe valea Macla (afluent stîng al văii Bertea, în aval de comuna Bertea), după ce se străbat formațiunile miocene și cele paleogene (oligocen) se intră într-un pachet format din gresii micacee, cenușii, cu textură diagonală sau curbicorticală, ce alternează cu pelite cenușii, uneori verzui sau cenușii-negricioase. O dată cu aceste pelite apar cîteodată și marnocalcare sideritice, cenușii, care prin alterație devin ruginii. Din acest pachet a fost colectat un fragment de *Inoceramus* sp., care are afinități cu *Inoceramus cripsi* Mantell.

Acest pachet formează un monoclinal (cu excepția unei singure cute secundare) ce se afundă spre N-NV. La partea superioară a acestui monoclinal se intercalează două benzi de argile vișinii și o cantitate mai mare de argile verzi. O dată cu această apariție, seria începe să fie foarte cutată, astfel încît este aproape imposibilă urmărirea nivelelor de argile vișinii și verzi, care devin din ce în ce mai numeroase și sînt însoțite de gresii subțiri de culoare verde.

În această porțiune a văii apar pachete de fliș, formate din gresii cu textură diagonală sau curbicorticală, micacee, cenușii care ating chiar 20 cm grosime. Relațiile acestor pachete de fliș cu pachetele de argile vișinii și verzi sînt foarte greu de stabilit. Într-un singur punct se pare că un astfel de pachet de fliș din malul stîng al văii stă normal peste flancul nordic al unui mic anticlinal cu argile vișinii din firul apei.

Cu ocazia unei excursii comune pe valea Macla la care au participat autorii acestei lucrări și V. Matei, acesta din urmă a descoperit pe fața inferioară a unei gresii curbicorticale dintr-unul din pachetele de fliș asociate cu argilele vișinii un punct fosilifer (pct. 22).

Din acest punct, autorii articolului de față au colectat următoarele forme [8] :

Anisoceras perarmatum Pictet et Campiche
Puzosia sp.

Aceste forme indică prezența vraconianului superior în seria cu argile vișinii.

Mergînd în amonte, argilele vișinii și verzi încep să scadă atît ca frecvență cît și cantitativ. În locul lor apar pachete cu aspect șistos formate din pelite cenușii-negricioase și verzi, gresii micacee curbicorticale, cenușii, și marnocalcare sideritice. Peste acest pachet, aproape de obîrșia văii, se dispune discordant un pachet de marnocalcare roșii-cărămizii și albe ale senonianului în facies de Gura Beliei.

Observațiile de amănunt făcute pe acest profil permit să facem precizii în ceea ce privește succesiunea pachetelor întîlnite aici.

Astfel pachetul de fliș din partea din aval a profilului stă clar sub pachetul cu argile vișinii, întrucît la partea lui superioară se intercalează două șuvițe de argile vișinii. Pe de altă parte, am arătat că peste un flanc al unui anticlinal de argile vișinii există un pachet de fliș asemănător cu

[8] Restul formelor colectate din acest punct au fost determinate de E. Avram și vor face obiectul unei note individuale a lui V. Matei.

cel inferior. Acest fapt ne face să presupunem că pachetul de argile vișinii și verzi se intercalează de la un anumit nivel stratigrafic în sus, în flișul descris, care se aseamănă cu flișul seriei de Teleajen. Problematică rămîne poziția pachetului de fliș cu aspect șistos, fără argile vișinii, întîlnit în partea din amonte a profilului. Acest pachet este larg dezvoltat pe valea Vărbilăului, vale de unde Gr. Popescu (10) citează un exemplar de *Turrilites costatus* Lamk., formă caracteristică pentru cenomanian și care a fost găsită de N. Niculescu. Examinînd eșantionul din colecția Institutului geologic, am constatat că amonitul amintit mai sus este plasat la partea inferioară a unei gresii micacee, negricioase, subțiri, tip de gresie ce se întîlnește în pachetul șistos de pe valea Vărbilăului. Acest pachet șistos seamănă cu pachetul situat pe valea Macla între argilele vișinii și marnele roșii senoniene.

În baza observațiilor făcute pe valea Macla putem afirma (bazați pe argumente paleontologice) că în zona externă a flișului cretacic, adică în seria de Macla, există următoarea succesiune de pachete :

a) fliș cu pelite cenușii și gresii curbicorticale, asemănător seriei de Teleajen, care reprezintă substratul seriei de Macla (vraconian inferior — albian superior) ;

b) pachetul cu gresii verzi și argile vișinii și verzi (vraconian superior) ;

c) pachetul șistos negricios (cenomanian) ; pachetele (*b*) și (*c*) formează împreună ceea ce se cunoaște sub denumirea de serie de Macla ;

d) marne roșii de tip Gura Beliei (senonian), cu care se încheie cretacicul.

Typus : *Pulchellia prahovensis* E. Avram și M. Ștefănescu.
Derivatio nominis : de la rîul Prahova.
Locus typicus : valea Prahovei, la nord de Comarnic.
Stratum typicum : marne cenușii dure, în plăci, la partea inferioară a stratelor de Comarnic (barremian)
Dimensiuni : D = 36 mm ; H = 21 (0,60) ; O = în jur de 1 mm.
Diagnoza : formă discoidală, cu flancuri slab convexe, căzînd rapid spre ombilicul aproape punctiform. Ornamentație constituită din coaste plate, în număr de aproximativ 17, grupate cîte 3, rar cîte 2, în fascicule, cu terminații periferice claviforme și cu o ușoară proeminență medio-laterală a coastei mediane dintr-un fascicul de 3, în prima jumătate a ultimului tur.

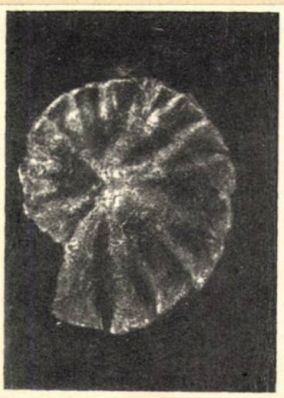


Fig. 2.

Se distinge de toate celelalte specii cunoscute de *Pulchellia* prin gruparea coastelor cîte 3, în fascicule ; de *Pulchellia compressissima* d'Orb. prin numărul mai redus de coaste și prezența unor subtuberculi mediolaterali ; de *Pulchellia schlumbergeri* Nickles prin coastele mai numeroase, cu terminații claviforme mai puțin proeminente și prin ombilicul îngust.

Observații : caracterele cu totul particulare ale ornamentației pe care le prezintă forma descrisă mai sus justifică crearea unei noi specii, deși nu dispunem decît de un singur exemplar. Această nouă specie ocupă o poziție intermediară între *P. compressissima*, cu coaste tot atît de reliefate, și *P. schlumbergeri*, la care șanțurile intercostale dispar pe mijlocul tururilor.

Diagnose: Forme discoïdale avec des flancs faiblement convexes qui tombent rapidement vers l'ombilic presque pointiforme. L'ornamentation constituée par des côtes plates en nombre approximativement 17 en groupes de 3, plus rarement 2, en fascicules, avec des terminaissons périphériques claviformes et avec une légère proéminence médiolatérale de la côte médianne faisant partie d'un fascicule de 3 côtes dans la première moitié du dernier tour. On peut la distinguer de toutes les autres éspeces connues de *Pulchellia* par la groupement de leurs côtes an fascicules de 3. De *P. compressissima* d'Orb. elle se distingue par le nombre plus réduit de côtes et par la présence des sous-tubercules mediolatéraux; de *P. schlumbergeri Nickles* par les côtes plus nombreuses avec des terminaisons claviformes moins proéminentes et par l'ombilic étroit.

BIBLIOGRAFIE

1. Avram E. și Matei V., *Date paleontologice noi, în flișul cretacic din partea de EN a bazinului văii Doftana*, St. și cerc. de geol.-geof.-geogr., Seria geol., 1964, **9**, *2*.
2. I. Băncilă, *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. tehnică, București, 1958.
3. Filipescu M. G., *Cercetări geologice între v. Teleajenului și v. Doftanei* (teză), București, 1934.
4. — *Ghidul excursiilor*, 3. *Carpații Orientali*, *Congresul al V-lea* (1961) *al Asoc. geol. carpato-balcanice*, București, 1961, p. 17—20.
5. Murgeanu G., *Cretacicul și terțiarul în împrejurimile Pietroșiței și Bezdeadului (Dîmbovița)*, D. d. s. Inst. geol. Rom., **XIV** (1925—1926).
6. — *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila*, An. Inst. Géol. Roum., București, 1934, **XVI** (1951).
7. Murgeanu G., Patrulius D. și Contescu L., *Flișul cretacic din bazinul văii Tîrlungului*, St. și cerc. de geol., 1959, **IV**, *1*.
8. Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N. și Panin N., *Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaților, Comunicări științifice, secția 2, stratigrafie*, Asoc. geol. carpato-balc., Congr. V (1961), București, 1963, **III**, *2*.
9. Popescu Gr., *Asupra unor brecii cu blocuri în flișul cretacic din bazinul văii Prahova*, Bul. șt. al Acad. R.P.R., 1954, **VI**, *2*.
10. — *Contribuțiuni la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului, cu privire specială asupra văii Teleajenului*, St. și cerc. de geol., 1959, **III**, *3—4*.
11. Ștefănescu Mihai și Zamfirescu Marina, *Iviri noi de vraconian-cenomanian în zona conglomeratelor de Ciucaș—Zăganu*, St. și cerc. de geol., geof. geogr., Serie geol., 1964, **9**, *1*.

Întrep. de laboratoare și prospecțiuni a Comitetului geologic

Primit în redacție la 2 iunie 1965

CENOMANIANUL DE PE VERSANTUL SUDIC AL MUNȚILOR VÎLCAN (CARPAȚII MERIDIONALI)

DE

Acad. AL. CODARCEA și GR. POP

55(05)

Cretacicul superior de pe versantul sudic al Munților Vîlcan este constituit din roci marno-calcaroase, argiloase și grezoase, care formează trei complexe. Complexul inferior, constituit predominant din marno-calcare argiloase, se dispune direct peste calcarele cretacicului inferior, frecvent sub facies urgonian. Conținutul microfaunistic, studiat în secțiuni subțiri, arată că acest complex aparține cenomanianului și, probabil, vraconianului superior. Acest lucru presupune o lacună de sedimentare corespunzătoare probabil apțianului superior și albianului, provocată de diastrofismul austric.

În Munții Vîlcan, peste depozitele calcaroase ale cretacicului inferior care îmbracă frecvent faciesul urgonian, precum și peste rocile calcaroase și dolomitice atribuite jurasicului superior (15), se dispune o stivă de roci marno-calcaroase, argiloase și grezoase.

Cercetările efectuate pînă în prezent au conferit acestor depozite diferite vîrste, fie din cauza lipsei datelor paleontologice, fie pe baza corelărilor cu complexele de roci asemănătoare din regiunile învecinate.

Astfel, în partea estică a Munților Vîlcan, G. Manolescu (8) le-a atribuit în 1937 cretacicului inferior. Mult mai tîrziu, între anii 1958 și 1961, V. Mutihac, în rapoartele geologice referitoare la mezozoicul din această regiune, le-a paralelizat cu depozitele albiene și cenomaniene din Podișul Mehedinți, considerîndu-le de aceleași vîrste (2), (9).

În anii 1962 și 1964[1], unul dintre noi (15), bazat pe asemănarea litologică cu stratele de Nadanova (2), le-a atribuit albianului, cenomanianului și, probabil, turonianului.

[1] Pop Gr., *Relații între mișcările tectonice, sedimentare și magmatismul ofiolitic în cretacicul superior din Munții Vîlcan (Carpații Meridionali)*, 1964, manuscris.

În cadrul depozitelor marno-calcaroase, argiloase şi grezoase din Munţii Vîlcan au fost separate trei complexe de roci : un complex inferior, constituit predominant din marno-calcare, considerat ca reprezentînd albianul, un complex mediu, format din argile, marno-calcare şi gresii de culoare negricioasă, care îmbracă adesea faciesul de tip wildflysch, atribuit cenomanianului, şi un complex superior, alcătuit în cea mai mare parte din argile şi gresii gălbui, verzui, cu frecvente texturi de alunecări submarine şi olistolite, paralelizat cu depozitele grezoase care stau peste stratele de Nadanova din Podişul Mehedinţi (1), (2).

Din punct de vedere litologic, complexele de roci separate, în general, se menţin cu aceleaşi caractere petrografice în aproape toată regiunea Munţilor Vîlcan, cu excepţia complexului superior, care prezintă uneori variaţii laterale de facies, asemănîndu-se cu complexul mediu. Complexele inferior şi mediu au o răspîndire destul de mare în domeniul danubian al Carpaţilor Meridionali.

În această lucrare ne-am propus să discutăm în special vîrsta şi relaţiile stratigrafice ale complexului inferior pe baza conţinutului de foraminifere studiat în secţiuni subţiri.

COMPLEXUL INFERIOR

Din punct de vedere litologic, complexul inferior este constituit predominant din marno-calcare cenuşii-gălbui sau slab verzui, cu intercalaţii de argile marnoase şi rareori argile grezoase. Sporadic în acest complex se întîlnesc intercalaţii de strate subţiri (0,10—0,30 m) de calcare slab marnoase (nord de Boroşteni). În secvenţele argilo-grezoase, în secţiuni subţiri, se remarcă prezenţa granulelor de glauconit. Acestea sînt mai abudente în nivelele din baza complexului. Conţin, de asemenea, fragmente de belemniţi şi rareori fragmente de inocerami. În secţiuni subţiri se observă numeroase testuri de foraminifere, printre care predomină globotruncanele monocarenate şi globigerinidele.

Rocile acestui complex se dispun sub formă de plăci sau au aspect şistos.

Grosimea complexului inferior nu este constantă, ea variind de la cîţiva metri (nord de Tismana, Vîlcele, Bîlta) pînă la 60—70 m (Runcu). În general are grosimi medii care nu depăşesc 20—30 m.

Complexul inferior nu se întîlneşte peste tot la baza depozitelor cretacic superioare. El este răspîndit mai mult în extremitatea sudică a Munţilor Vîlcan, între Tismana şi Schela.

Depozitele acestui complex se aşază discordant peste acelea ale cretacicului inferior (Runcu, nord de Bîlta, nord-vest de Boroşteni). Pînă în prezent nu s-a observat în nici un loc o trecere gradată clară între acest complex şi calcarele cretacicului inferior.

Pentru determinarea vîrstei sigure a acestui complex am eşantionat sistematic profilul imediat de la nord de localitatea Runcu (15 km nord-vest de Tg.-Jiu), din dreapta văii Sohodol, unde, de altfel, se întîlnesc deschiderile cele mai bune. De asemenea am colectat probe şi din alte

locuri din același complex, și mai ales de la partea lui bazală, precum și din complexul mediu. Pînă în prezent, în secțiunile făcute în aceste probe nu am întîlnit decît sporadic rotalipore în complexul inferior, iar în complexul mediu n-am găsit nici un indiciu care să arate vreo vîrstă sigură.

La nord de Runcu, depozitele complexului inferior au grosimea stratigrafică cea mai mare din regiune, atingînd 60—70 m. Ele se dispun discordant peste calcare uneori slab dolomitice, cu aspect masiv. La partea superioară sînt limitate tectonic de o falie cu o ușoară tendință de încălecare spre sud (fig. 1 și 2).

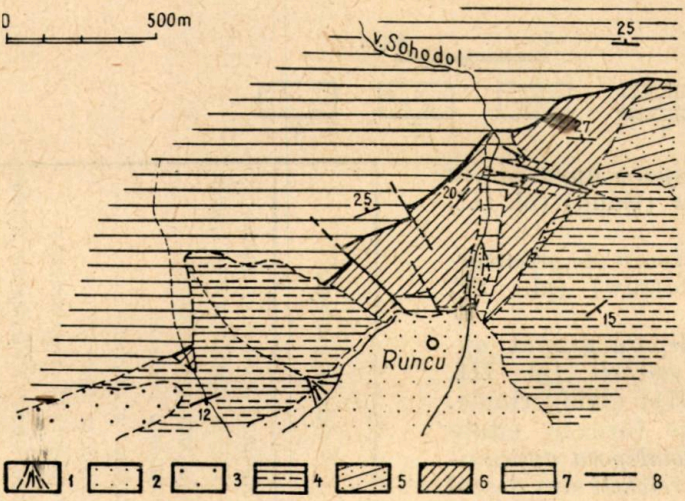


Fig. 1. — Schiță geologică.

1, Conuri de dejecție; *2*, aluviuni; *3*, depozite de terasă; *4*, depozite neogene; *5*, argile și gresii cenomanian superior-turoniene; *6*, marno-calcare cenomaniene; *7*, calcare jurasic-cretacic inferioare; *8*, falii.

Pe o grosime de aproape 70 m au fost colectate probe la intervale stratigrafice de aproximativ 1,50 m.

În secțiunile subțiri făcute în aceste probe am întîlnit multe testuri de foraminifere, printre care predomină globotruncanele monocarenate.

Dintre acestea am determinat următoarele specii :

Rotalipora appenninica appenninica (Renz) (pl. I, fig. 1—5 ; pl II, fig. 1—4 ; pl. III, fig 1—6, 11—14) ;
,, ,, *marchigeana* Borsetti (pl. I, fig. 15 ; pl. II, fig. 11) ;
,, ,, β Gand (pl. III, fig. 7—8) ;
,, *reicheli* (Mornod) (pl. I, fig. 11—14 ; pl. II, fig. 14—18 ; pl. III, fig. 18—19 ; pl. IV, fig. 1—5) ;
Praeglobotruncana stephani (Gand) (pl. I, fig. 16 ; pl. IV, fig. 6) ;
Rotalipora cushmani (Morrow) (pl. I, fig. 6—9 ; pl. II, fig. 9—10, 12—13) ;
Praeglobotruncana montsalvensis (Mornod) (pl. I, fig. 10 ; pl. II, fig. 6—8) ;
,, *delrioensis* (Plummer) (pl. III, fig. 9) ;

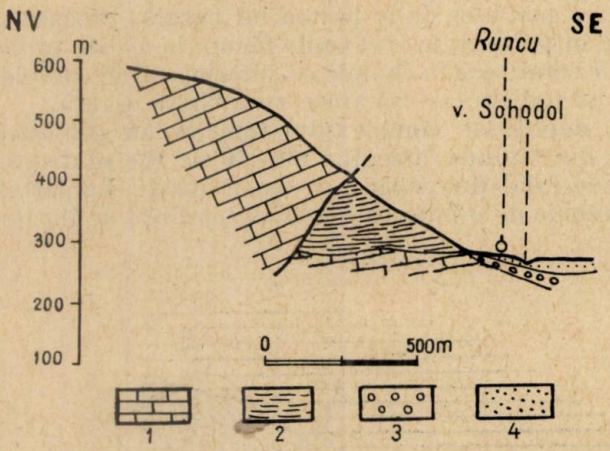


Fig. 2. — Secţiune geologică.
1, Calcare jurasic-cretacic inferioare; *2*, marno-calcare cenomaniene; *3*, neogen; *4*, aluviuni.

Rotalipora appenninica balernoensis (Gand) (pl. III, fig. 10);

Rotalipora cf. *greenhornensis* (Morrow) (pl. IV, fig. 7);

Rotalipora grupul *appenninica-reicheli* (pl. III, fig. 15—17); globigerinide.

Dintre formele citate mai sus, *Rotalipora appenninica* şi *R. reicheli* sînt destul de abundente şi predomină asupra celorlalte. Prima formă a fost întîlnită din bază pînă la partea superioară a succesiunii eşantionate, iar *Rotalipora reicheli* a fost recunoscută de la circa 10 m deasupra limitei cu calcarele cretacic inferioare, pînă la partea ei superioară (fig. 3).

Dintre celelalte forme determinate sînt frecvente *Rotalipora cushmani* şi *Praeglobotruncana stephani*, care

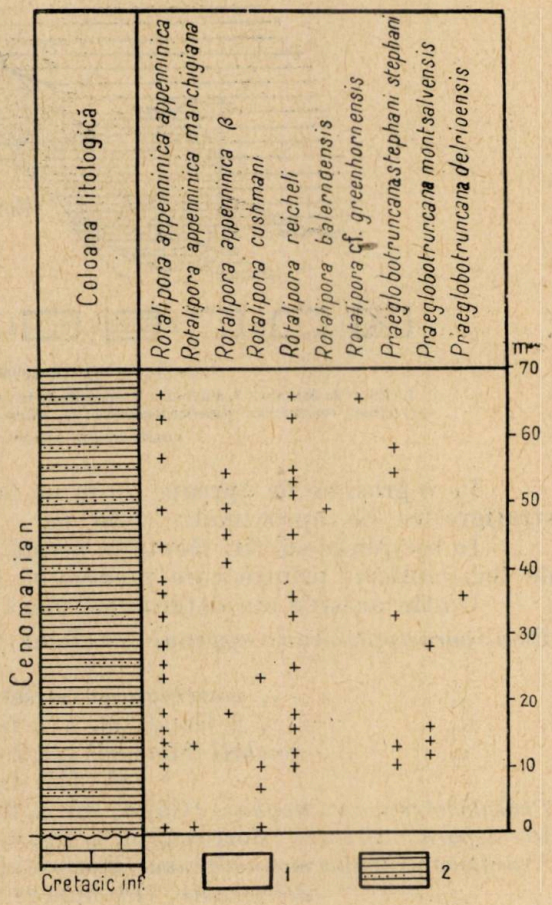


Fig. 3. — Repartiţia globotruncanelor monocarenate în depozitele cenomaniene de la Runcu.
1, Calcare jurasic superioare — cretacic inferioare; *2*, marno-calcare cenomaniene.

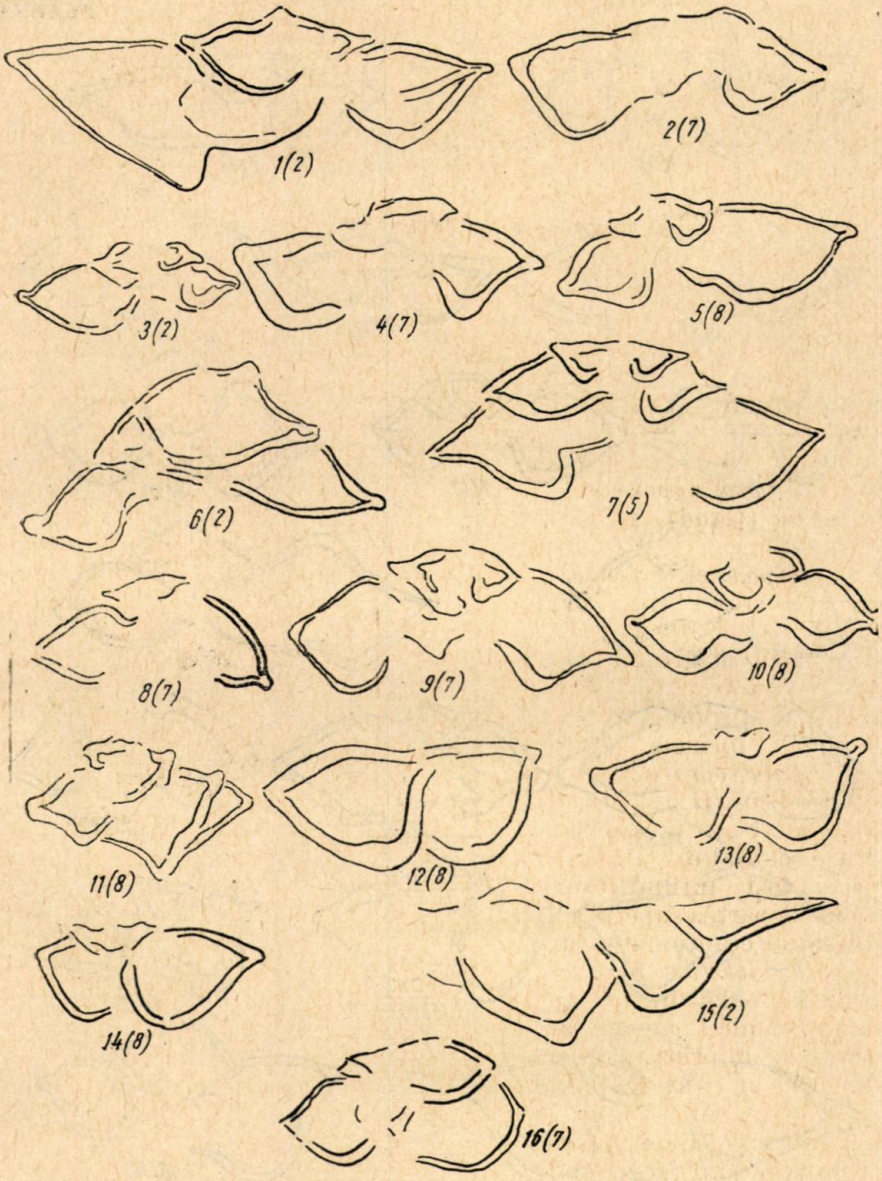


Fig. 1— 5 — *Rotalipora appenninica appenninica*(Renz.).
Fig. 6 — „ cf. *cushmani* (Morrow).
Fig. 7— 9 — „ *cushmani* (Morrow).
Fig. 10 — „ *montsalvensis* (Mornod).
Fig. 11—14 — „ *reicheli* (Mornod).
Fig. 15 — „ cf. app. *marchigiana* Borsetti
Fig. 16 — *Praeglobotruncana stephani* (Gand).
În paranteze sînt indicate numerele de ordine ale eşantioanelor.

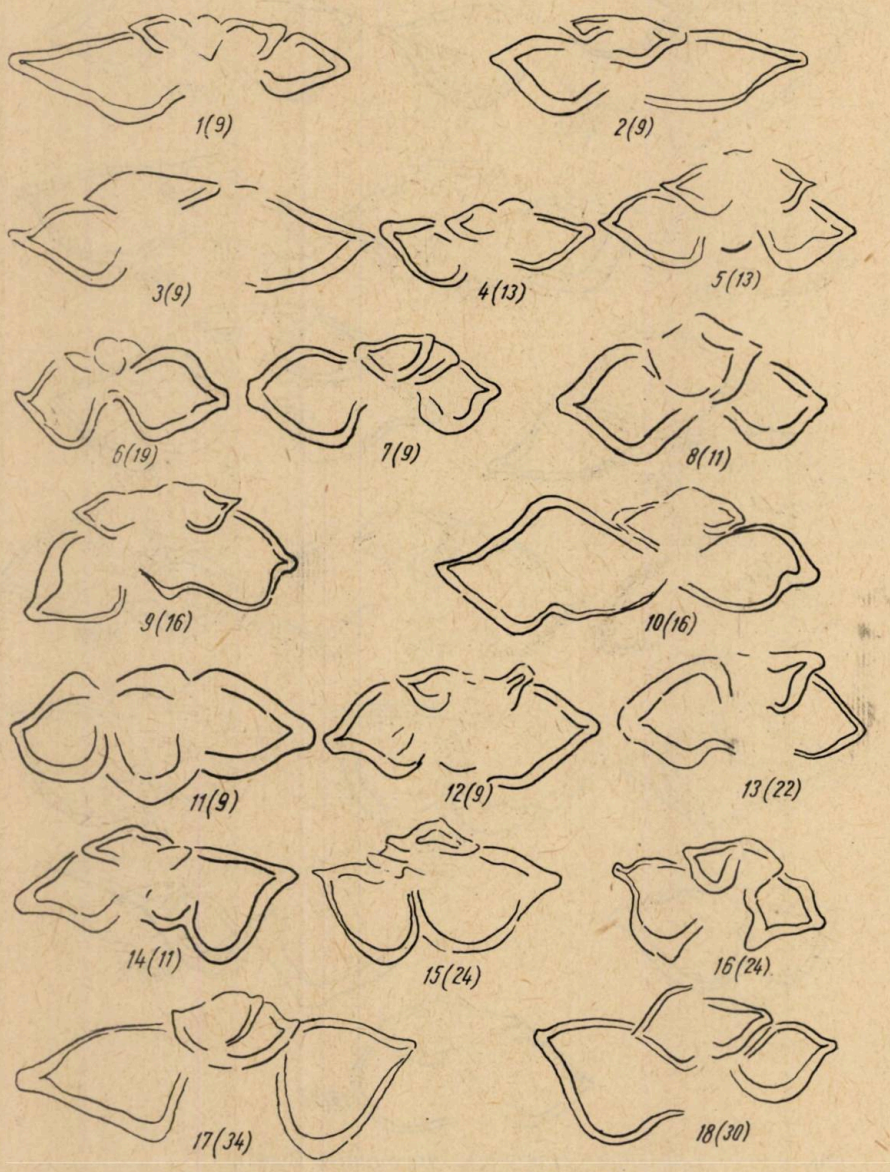


Fig. 1— 4 — *Rotalipora* *appenninica appenninica* (Renz).
Fig. 6— 8 — „ *monsalvensis* (Mornod).
Fig. 9—10 — „ *cushmani* (Morrow).
Fig. 11 — „ app. *marchigiana* Borsetti.
Fig. 12—13 — „ cf. *cushmani* (Morrow).
Fig. 14—18 — „ *reicheli* (Mornod).

PLANȘA III

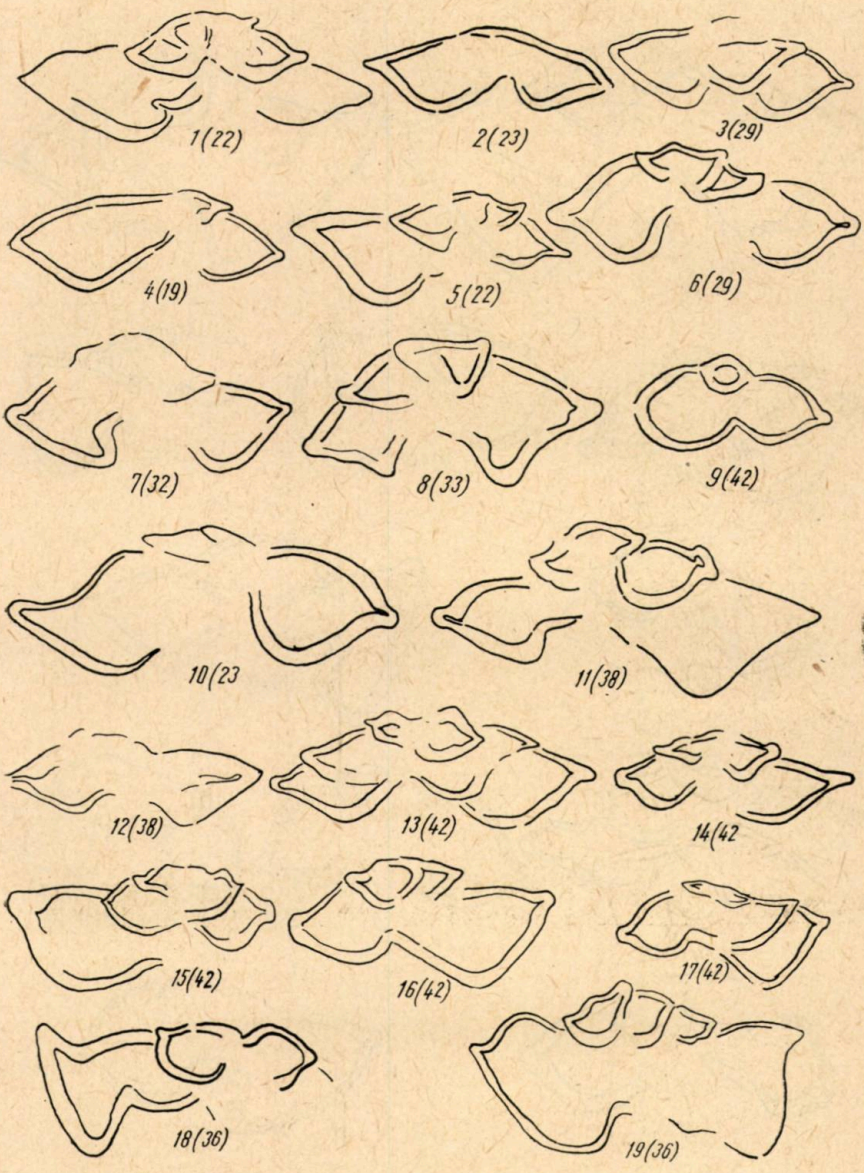


Fig. 1— 6 — *Rotalipora appenninica appenninica* (Renz).
Fig. 7— 8 — „ „ β (Gand)
Fig. 9 — *Praeglobotroncana delrioensis* (Plummer).
Fig. 10 — *Rotalipora appenninica balernoensis* (Gand).
Fig. 11—14 — „ „ *appenninica* (Renz)
Fig. 15—17 — *Rotalipora*, grupul *appenninica-reicheli*
Fig. 18—19 — „ *reicheli* (Mornod).

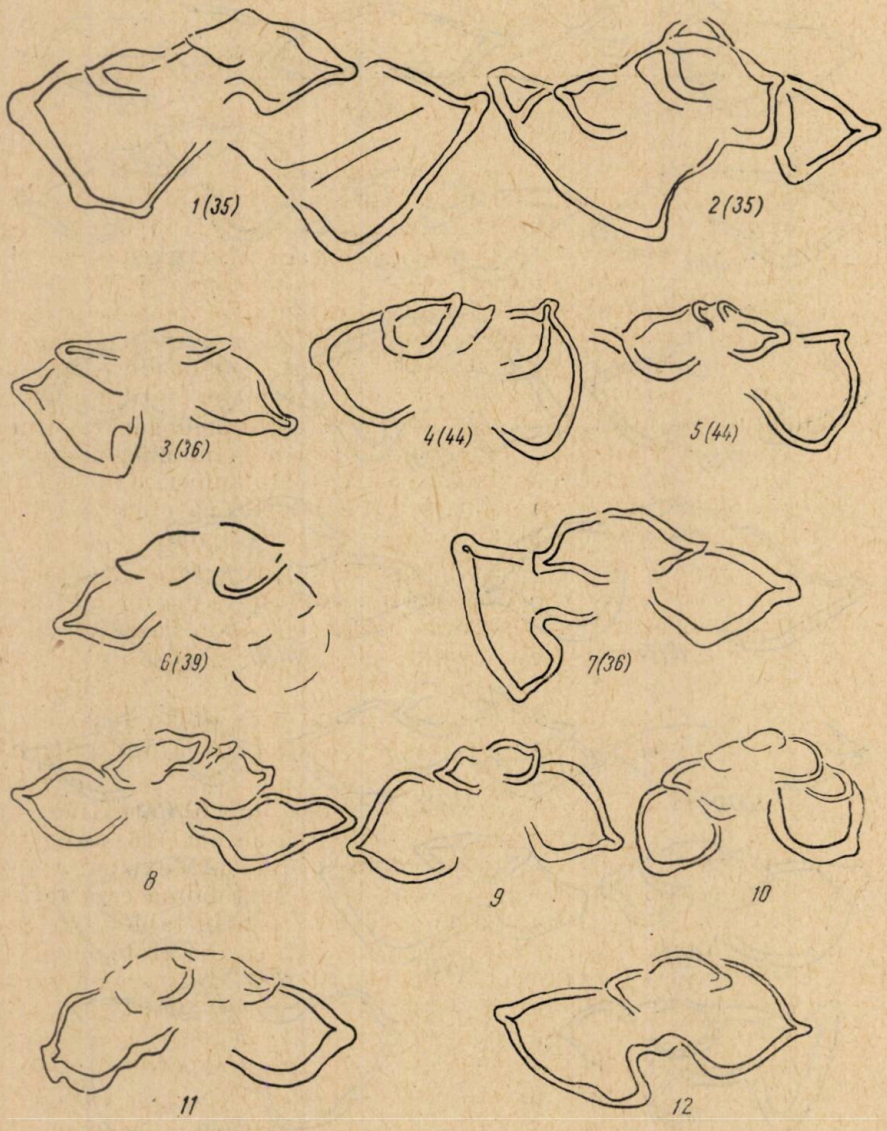


Fig. 1— 5 — *Rotalipora reicheli* (Mornod).
Fig. 6 — *Praeglobotruncana stephani* (Gand).
Fig. 7 — *Rotalipora* cf. *greenhornensis* (Morrow).
Fig. 8 — ,, *appenninica appenninica* (Renz).
Fig. 9, 11 — ,, *cushmani* (Morrow).
Fig. 10 — *Praeglobotruncana stephani turbinata* (Reichel).
Fig. —12 — *Rotalipora greenhornensis* (Morrow).

de asemenea apar fie din bază, fie ceva mai sus, pînă la partea superioară a complexului inferior. *Praeglobotruncana monsalvensis* a fost semnalată numai în intervalul de la 10 la 30 m, *Praeglobotruncana delrioensis* numai în jumătatea inferioară a complexului, iar *Rotalipora* cf. *grenhornensis* a fost recunoscută într-un singur exemplar la partea superioară a depozitelor marno-calcaroase.

În secțiuni subțiri, pe lîngă faptul că microfauna este destul de greu de determinat, frecvența speciilor, care se folosește în aprecierile de vîrstă, pune probleme și mai mari, întrucît multe secțiuni marginale în testul foraminiferelor sînt practic nedeterminabile. Totuși, așa după cum rezultă din figura 3, cîteva date sînt evidente, și anume : apariția speciilor *Rotalipora appenninica appenninica*, *R.app.* var. *marchigiana* și *R. cushmani*, chiar din baza complexului inferior și persistența lor pînă la partea lui superioară, precum și frecvența formelor *Rotalipora reicheli* și *Praeglobotruncana stephani* în aproape toată succesiunea de depozite eșantionate.

Răspîndirea stratigrafică și frecvența formelor întîlnite de noi, după datele din literatura de specialitate, ar corespunde în general cenomanianului mediu și, probabil, unei părți din cenomanianul superior (3), (4), (6), (7), (13). Deși încă nu există asociații microfaunistice bine stabilite care să corespundă zonelor amonitice, fără îndoială că microfauna întîlnită în complexul inferior îi conferă o vîrstă cenomaniană.

Dintre formele din asociațiile de foraminifere care caracterizează cenomanianul, *Rotalipora appenninica* are o dezvoltare mai mare în timpul care corespunde acestui etaj. Prezența acestei forme în baza complexului inferior ne oferă indicații asupra vîrstei depozitelor depuse imediat peste calcarele cretacicului inferior.

Astfel, J. Sigal (18) consideră limita între albian și cenomanian la apariția speciei *Rotalipora appenninica*, întîlnită încă din vraconianul superior.

Cercetările făcute la noi în țară în sectorul sudic al Carpaților Orientali de către M. Tocorjescu (20), Gr. Popescu (16) și G. Murgeanu și D. Patrulius (12) au pus în evidență existența acestei specii în vraconianul superior, care conține și macrofaună caracteristică.

J. Sigal și M. Moullade (19) în 1963, în tabloul de repartiție al foraminiferelor semnificative pentru stratigrafia cretacicului inferior stabilit în funcție de zonele amonitice, arată că *Rotalipora appenninica* își face apariția din vraconianul superior (zona cu *Stoliczkaia dispar*).

Deci, după cum rezultă din cele relatate, depozitele complexului inferior nu au o vîrstă mai veche decît vraconianul superior.

Rotalipora cushmani, care apare o dată cu *R. appenninica*, este considerată de majoritatea cercetătorilor ca fiind frecventă în cenomanianul mediu și superior (3), (4), (6), (11). Pînă în prezent, această formă n-a fost întîlnită în depozite mai vechi decît cenomanianul și foarte rar în partea nferioară a acestui etaj.

În 1963, O. Renz, H. Luterbacher și A. Schneider (17) au întîlnit în Jura elvețiană o asociație de foraminifere din care fac parte *Rotalipora appenninica*, *R. cushmani*, *R. greenhornensis* și *R. mon-*

salvensis în zona cu *Manteliceras manteli* (cenomanianul inferior). Rezultă că partea bazală a complexului inferior ar putea să aparţină cenomanianului inferior.

Prezenţa vraconianului superior este, totuşi, discutabilă, pe de o parte datorită prezenţei speciei *Rotalipora cushmani* în baza complexului, iar pe de altă parte prin faptul că în baza acestor depozite a fost citată forma *Neohibolites* cf. *minimus* Lister (15). În legătură cu aceasta se poate presupune fie că depozitele complexului inferior încep cu cenomanianul inferior, şi atunci fauna de belemniţi trebuie revizuită, fie că vraconianul superior este prezent sub o formă condensată.

După cum se poate observa în figura 3, majoritatea speciilor de globotruncane monocarenate, în afară de *Rotalipora appenninica* şi *R. cushmani*, apar de la aproximativ 10 m deasupra limitei inferioare a acestui complex şi cuprind forme semnalate ca fiind frecvente în cenomanianul mediu şi superior. O asociaţie asemănătoare din cretacicul superior de pe valea Teliu (Carpaţii Orientali) este atribuită de T. N e a g u (13) cenomanianului mediu. M. K s i a z k i e v i c z (7) citează în zona klippelor pienine din Carpaţii polonezi o asociaţie apropiată cu aceea studiată de noi, pe care o atribuie cenomanianului. De asemenea J. K l a u s (4), în Prealpii elveţieni, şi A. M. B o r s e t t i (3), într-o serie cretacic superioară de la Piobbico (Italia), au întîlnit asociaţii din care fac parte aproape toate speciile întîlnite de noi, pe care le-a atribuit cenomanianului mediu şi superior.

Reiese că în complexul inferior este cuprins şi cenomanianul mediu şi, probabil, o parte din cenomanianul superior.

În concluzie, după conţinutul micropaleontologic al depozitelor complexului inferior, rezultă că acesta nu aparţine albianului, aşa după cum s-a crezut, ci cenomanianului inferior, mediu şi, probabil, unei părţi din cenomanianul superior. Nu excludem, totuşi, posibilitatea ca în baza acestui complex de roci să existe şi vraconianul superior sub o formă condensată.

În probele colectate din aceste depozite nu am întîlnit nici un exemplar sau măcar fragmente de *Globotruncana helvetica*, care, după unii autori, îşi face apariţia din turonianul inferior (5) sau chiar din cenomanianul superior, şi nici globotruncane bicarenate. Acest lucru arată că în complexul inferior de la Runcu nu este cuprins turonianul şi, probabil, nici ultima parte a cenomanianului superior, confirmînd aprecierile de vîrstă relatate mai sus.

În secţiunile subţiri făcute din acelaşi complex de roci de la nord de Vîlcele, Tismana şi Boroşteni am mai întîlnit exemplare de *Rotalipora appenninica*. La nord-vest de Boroşteni, în marno-calcare de acelaşi tip, care formează, împreună cu nişte calcare cenuşii, un olistolit în depozitele cretacic superioare mai noi, am întîlnit, în secţiuni subţiri, *Rotalipora appenninica appenninica* (Renz) (pl. IV, fig. 8), *R. cushmani* (Marrow) (pl. IV, fig 9, 11), *R.* cf. *greenhornensis* (Morrow) (pl. IV, fig. 12) şi *Praeglobotruncana stephani turbinata* (Reichel) (pl. IV, fig. 10). Această asociaţie indică, de asemenea, vîrsta cenomaniană pentru acest complex.

Pînă în prezent, în depozitele argilo-grezoase și marnoase ale complexului mediu nu am întîlnit microfaună. Dacă partea inferioară a acestui complex nu reprezintă uneori o variație laterală de facies a complexului inferior, rezultă că depozitele complexului mediu ar corespunde cel puțin cenomanianului superior, iar complexul superior ar avea o vîrstă mai nouă.

CONSIDERAȚII PALEOGEOGRAFICE

Preciziile de ordin stratigrafic oferă și unele date cu privire la evoluția paleogeografică a regiunii. Poziția depozitelor cenomaniene direct peste calcarele cretacicului inferior presupune o lacună stratigrafică corespunzătoare albianului. Pe baza aceasta se poate deduce că spre sfîrșitul cretacicului inferior diastrofismul austric s-a manifestat, probabil, în aproape toată regiunea Munților Vîlcan prin mișcări de ridicare care au dus la exondarea ei. Această situație a dăinuit pînă spre sfîrșitul albianului sau pînă la începutul cenomanianului, cînd apele marine au invadat din nou regiunea la care ne referim.

După datele existente se pare că mișcările de ridicare au afectat o mare parte a domeniului danubian al Carpaților Meridionali. Astfel, în partea de nord a Masivului Godeanu (14), depozitele vracono-cenomaniene se așază net discordant peste calcarele cretacicului inferior (barremian-apțian inferior), iar cele corespunzătoare complexului mediu stau direct peste calcarele cretacicului inferior, jurasicului și chiar peste fundamentul cristalin. De asemenea, în zona de la vest și sud de Masivul Godeanu, depozitele cenomaniene stau pe rînd peste cele ale cretacicului inferior, malmului, doggerului și liasicului.

Situații asemănătoare sînt menționate și la sud de Dunăre, pe flancul estic al anticlinoriului Miroč (10), unde depozite constituite din roci conglomeratice cu *Neohibolites minimus*, peste care urmează marno-calcare, se așază evident transgresiv peste calcarele tithonice și cretacic inferioare.

Toate aceste date arată că mișcările de ridicare de la sfîrșitul barremian-apțianului inferior s-au manifestat în aproape tot sectorul extern al Carpaților Meridionali și al Balcanilor de nord-vest, de unde se poate deduce o evoluție paleotectonică asemănătoare cel puțin în intervalul de timp corespunzător cretacicului inferior și cenomanianului.

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea Al., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți*, An. Inst. geol. rom., 1940, **XX**.
2. Codarcea Al. și Mercus D., *Asupra vîrstei stratelor de Nadanova*. Comunic. Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *8*.
3. Borsetti M. A., *Foraminiferi planctonici di una Serie Cretacea dei Dintorni di Piobbico (Prov. di Pesaro)*, Giornale di Geol., 1962, **XXIX**, ser. 2.
4. Klaus J., *Le „complexe schisteux intermediaire" dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes)*, Ecl. Geol. Helv., 1959, **52**, *2*.
5. — *La répartition stratigraphique des Globotruncanidés au Turonien et au Coniacien*, Ecl. Geol. Helv., 1960, **53**, *2*.

6. KLAUS T., *Rotalipores et Thalmanninelles d'un niveau des couches rouges de l'Anticlinal d'Ai*, Ecl. Geol. Helv., 1960, **53**, *2*.
7. KSIAZKIEWICZ M., *On the Turonian in the Piening Klippes Belt.*, Bul. Ak. Pol. sc., 1958, **VI**, *8*.
8. MANOLESCU G., *Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan*, An. Inst. geol. rom., 1937, **XVIII**.
9. MERCUS D., *Contribuţii la cunoaşterea litologiei stratelor de Nadanova*, St. şi cerc. geol., 1961, **VI**, *3*.
10. MILOVANOVIČ B., GRUBIČ A., GOJGIČ D., *Sur certaines caractéristique géologique des Portes de Fer entre Donji Milanovac et le Néogène de Kladovo*, Ass. Géol. Carpato-Balkanique, V-ème Congrès, Communications scientifiques, 1961, 1963, Bucureşti, **VI**, *2*,
11. MORNOD L., *Les Globorotalidés du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises)*, Ecl. Geol. Helv., 1949, **42**, *2*.
12. MURGEANU G. et PATRULIUS D., *Le Crétacé supérieur en bordure de la Leaota et l'âge des conglomérates de Bucegi*, Rev. Géol. et Géogr., 1957, **I**.
13. NEAGU T., *Studiul micropaleontologic al cretacicului superior din valea Teliu*, Anal. univ. „Bucureşti", Ser. Şt. naturii, 1959, **21**.
14. POP GR., *Contributions à la connaissance du Paléozoïque et du Mésozoïque dans les parties E et NW du Massif Godeanu (Carpates méridionales)*, Rev. Géol. Géophys. et Géogr., ser. Géol., 1964, **8**, *1—2*.
15. — *Prezenţa rocilor dolomitice în mesozoicul din regiunea Tismana şi semnificaţia lor (Carpaţii Meridionali)*, St. şi cerc. geol., geofiz., geogr., Ser. geol., 1965, **10**, *1*.
16. POPESCU GR., *Asupra unor brecii cu blocuri în flişul cretacic din bazinul văii Prahova*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţ. ştiinţ. biol., agron. geol. şi geogr., 1954, **VI**, *2*.
17. RENZ O., LUTERBACHER H., SCHNEIDER A., *Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Albian und Cénomanien des Neuenburger Jura*, Ecl. Geol. Helv., 1963, **56**, *2*.
18. SIGAL J., *Aperçu stratigraphique sur la Micropaléontologie du Crétacé*, XIX-e Congrès, Géol. International, Monogr. région., Alger, 1962, **I**, *26*.
19. SIGAL J. et MOULLADE M., *Conclusions du colloque de stratigraphie sur le Crétacé inferieur en France*, Lyon, 1963, C. R. sommaire des Séances Soc. Géol. France, 1963, **8**.
20. TOCORJESCU M., *Studiul globotruncanelor din Cretacicul superior din zona flişului*. D. d. S., Com. geol., 1954, **XXXVIII**.

Comitetul geologic
Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România

Primit în redacţie la 14 iunie 1965

ZĂCĂMÎNTUL DE PIRITĂ DE LA BOIȚA – HAȚEG (POIANA RUSCĂ)

DE

H. KRÄUTNER

55(05)

Se face o prezentare petrografică a zăcămîntului de pirită și a complexului găzduitor. Zăcămîntul reprezintă o acumulare de pirită vulcanogen-sedimentară, asociată cu depuneri de geluri silicioase și carbonați, metamorfozată împreună cu complexul găzduitor. În discuția dezvoltată în ultimul paragraf se aduc argumente în sprijinul ipotezei vulcanogen-sedimentogene, susținută de autor pentru o serie largă de acumulări din Poiana Ruscă și Carpații Orientali. În concluzie, autorul consideră că zăcămîntul aparține subprovinciei magmatismului inițial bazic.

Zăcămîntul de pirită de la Boița-Hațeg apare în cristalinul părții de sud-est a Munților Poiana Ruscă, în imediata apropiere a contactului cu formațiunile sedimentare din nord-vestul Bazinului Hațeg.

Șisturile cristaline din această parte a masivului au fost studiate de L. Pavelescu (12) și recent cartate și orizontate stratigrafic de O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann, V. Zimmermann și A. Andrei[1]. Minereul de la Boița se află în zona nordică a unității mezometamorfice a masivului (5), și anume în fîșia șisturilor retromorfe Unirea-Lunca Cernii, în care O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann, V. Zimmermann și A. Andrei[2] au delimitat două complexe stratigrafice : un complex

[1] O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann și V. Zimmermann, *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier în regiunea Voislova-Lunca Cernii – Bucova*, Arh. Com. geol., 1962, O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann, V. Zimmermann și A. Andrei, *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier din partea de sud-est a Masivului Poiana Ruscă*, Arh. Com. geol., 1963.

[2] O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann, V. Zimmermann și A. Andrei, *op. cit.*

inferior, al „rocilor epimetamorfice", spre a cărui parte superioară, după P. Zimmermann, V. Zimmermann şi A. Andrei[3], se află intercalat zăcămîntul de la Boiţa, şi un complex superior, al „şisturilor de trecere".

Asupra acumulărilor de pirită de la Boiţa se găsesc doar referiri sporadice şi sumare în literatura de specialitate : A. Mamulea[4], V.

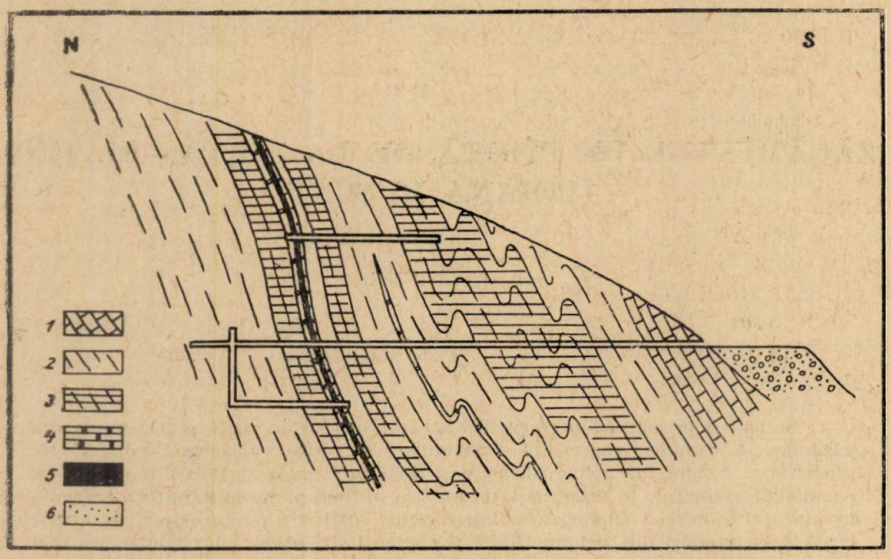


Fig. 1. — Profil geologic prin zăcămîntul de pirită de la Boiţa-Haţeg:

1, dolomite albe-cenuşii rubanate; *2*, şisturi sericito-cloritoase (şisturi muscovito-biotitice cu granaţi intens retromorfozate); *3*, amfibolite şi şisturi actinolitice; *4*, carbonatitele nivelului cu minereu; *5*, minereu de pirită (cu blendă şi galenă); *6*, cuarţite cu pirită (blendă şi galenă) şi cuarţite carbonatice (cu blendă şi galenă).

Brana (2), P. Zimmermann, V. Zimmermann şi A. Andrei[5], H. Kräutner (9), un studiu petrografic şi genetic consacrat zăcămîntului lipsind pînă în prezent.

★

Minereul de pirită de la Boiţa apare sub forma unui strat cu o grosime de aproximativ 1 m, urmărit prin lucrări miniere pe o distanţă de peste 1 km. Stratul de pirită, intercalat concordant în formaţiunile cristaline, este orientat est-vest şi înclină cu 70° spre sud (fig. 1). De-a lungul unor falii transversale prezintă unele mici decroşări.

[3] P. Zimmermann, V. Zimmermann şi A. Andrei, *Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereu de fier din regiunea Zeicani-Porţile de Fier-Coteşti-Boiţa*, Arh. Com. geol., 1963.

[4] A. Mamulea, *Raport preliminar asupra ivirilor de limonit din partea de nord-vest a bazinului Haţeg*, Arh. Com. geol., 1949.

[5] P. Zimmermann, V. Zimmermann şi A. Andrei, *op. cit.*

Rocile cristaline din jur sînt reprezentate prin șisturi biotitice muscovitice, șisturi biotitice cuarțoase cu hornblendă și granați, șisturi cuarțitice muscovitice și roci actinolitice afectate de fenomene de retromorfism de intensități variate. Șisturile actinolitice apar în profilul deschis de galeria transversală principală (orizontul 604,8 m) la trei nivele stratigrafice, inferioare bancului de dolomite albe-cenușii slab rubanate, situat în partea superioară a succesiunii. Stratul de pirită, asociat cu roci dolomitice și cuarțitice, apare intercalat între cele două nivele inferioare de șisturi amfibolice.

Retromorfismul a fost semnalat în șisturile mezometamorfice din Poiana Ruscă în 1963 de L. Pavelescu, O. Maier, H. Kräutner, M. Mureșan și Fl. Kräutner (13) și O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann, V. Zimmermann și A. Andrei[6]. La Boița el trebuie legat, probabil, de zona dislocației direcționale Boița-Lunca Cernii, care, după Fl. Ionescu, H. Kräutner și M. Mureșan (5), separă cele două zone al unității mezometamorfice din Poiana Ruscă. În favoarea acestei interpretări pledează dezvoltarea neuniformă a diaftorezei și intensificarea ei în jurul milonitelor direcționale observabile în mina de la Boița.

Fenomenele de retromorfism din rocile apropiate zăcămîntului se manifestă prin cloritizarea biotitului, hornblendei și a granatului. Se pot surprinde toate stadiile de tranziție de la roci slab retromorfozate pînă la șisturi puternic diaftoritice. Cel mai slab au reacționat la acest proces rocile actinolitice, în care cloritizarea apare, de regulă, slab dezvoltată. Benzile biotitice sînt uneori complet transformate în clorit și rutil, iar macroscopic șisturile capătă un aspect foarte asemănător rocilor epimetamorfice. În mina de la Boița, „complexul rocilor epimetamorfice", delimitat de P. Zimmermann, V. Zimmermann și A. Andrei[7] se prezintă deci ca o stivă de roci, în care prezența simultană a albitului (2—5% An) cu almandinul și hornblenda actinolitică, uneori relicte, indică drept stadiu de echilibru prediaftoritic subfaciesul cuarț-albit-almandin al faciesului de șisturi verzi.

Minereul de la Boița constă dintr-un strat de pirită masivă, care se află situat la partea superioară a unor dolomite albe, în parte cuarțoase, și suportă un banc de roci cuarțitice rubanate. Caracterul stratificat al minereului apare mereu foarte evident. În galeria transversală principală (orizontul 604,8 m), de exemplu, se constată următoarea succesiune stratigrafică în zona acumulărilor de pirită (fig. 2):

Deasupra nivelului de șisturi actinolitice cu epidot și magnetit din baza orizontului cu minereu se dezvoltă dolomite cuarțoase stratificate (1,5 m), care spre partea lor superioară trec treptat în dolomite albe masive (2 m). Deasupra acestora urmează dolomite stratificate (0,25 m) cu rare benzi subțiri de pirită, dispuse conform stratificației, care fac trecerea spre minereul de pirită masiv (1 m). Spre partea superioară a stratului de

[6] O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann, V. Zimmermann, și A. Andrei, *op. cit.*, p. 369.

[7] P. Zimmermann, V. Zimmermann și A. Andrei, *op. cit.*

pirită apar intercalații subțiri de benzi cuarțitice, prin intermediul cărora se trece la cuarțitele stratificate (1,5 m), superioare minereului masiv. Aceste cuarțite prezintă, în special în partea lor inferioară, străturețe centimetrice și milimetrice de pirită, în care uneori prezența blendei, extrem de mărunt cristalizată, se poate observa și macroscopic. Deasupra cuarțitelor, cărora alternanța unor străturețe mai mult sau mai puțin bogate în carbonați le oferă un aspect stratificat foarte evident, urmează șisturi cuarțitice carbonatice cu muscovit și biotit parțial cloritizat, constituite dintr-o alternanță intimă de fișii cuarțo-carbonatice cu fișii muscovito-

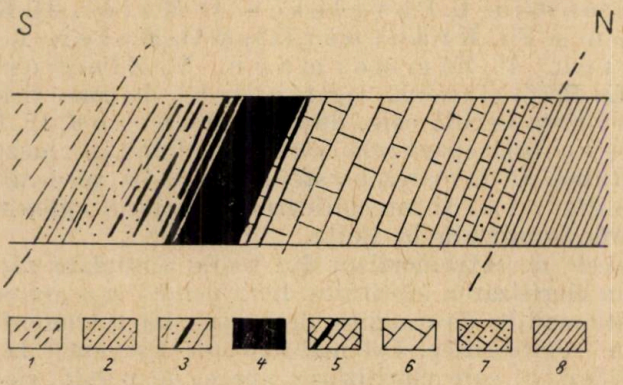


Fig. 2. — Profil cu succesiunea stratigrafică din nivelul cu minereu (galeria transversală principală, orizontul 604.8 m), scara 1 : 100

1, șisturi muscovito-biotitice cu granați puternic retromorfozate; *2*, cuarțite și cuarțite carbonatice rubanate; *3*, cuarțite rubanate cu pirită (blendă și galenă) și cuarțite carbonatice rubanate cu pirită (blendă și galenă); *4*, minereu de pirită masiv; *5*, dolomite cu rare benzi de pirită; *6*, dolomite; *7*, dolomite cuarțoase; *8*, șisturi actinolitice cu epidot și magnetit, șisturi actinolitice cloritoase calcaroase cu magnetit.

biotitice și cu străturețe fine și discontinue de pirită și de apatit. În continuare se dezvoltă succesiunea pachetului de șisturi superioare orizontului cu minereu, prezentată în profilul din figura 1.

Din cele arătate rezultă că în urma unei examinări macroscopice care pune în evidență caracterul stratificat al minereului și intercalarea concordantă a acestuia în șisturile cristaline se poate conclude în mod indubitabil asupra formării acumulărilor de pirită, actualmente metamorfozate regional, în urma unui proces inițial de sedimentare. Zăcământul de la Boița se încadrează, în consecință, în formațiunile cristaline ale Masivului Poiana Ruscă.

DESCRIEREA PETROGRAFICĂ A MINEREULUI

În zăcământul de la Boița, după forma de prezentare, se disting două varietăți principale de minereu de pirită : *minereu masiv* și *minereu rubanat*. Din punctul de vedere al compoziției mineralogice, varietăților masive

le corespunde *minereul de pirită compactă*, iar celor rubanate *cuarțite cu pirită*, *cuarțite carbonatice cu pirită* și *roci carbonatice cu pirită*. Relațiile de corespondență dintre cele două categorii de varietăți petrografice de minereu din cadrul zăcămîntului sînt schematizate în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Principalele varietăți de minereu din zăcămîntul de pirită de la Boița — Hațeg

După forma de prezentare	După compoziția mineralogică
Minereu masiv	minereu de pirită compactă (±blendă, galenă)
Minereu rubanat-stratificat	— cuarțite cu pirită (±blendă, galenă) — cuarțite carbonatice cu pirită (±blendă, galenă) — roci carbonatice cu pirită

Minereul de pirită compactă apare mărunt cristalizat, cu structură masivă și este constituit predominant din pirită, căreia i se asociază în cantități subordonate cuarț, calcit, apatit și sulfuri de Pb și Zn.

Cuarțitele cu pirită și *cuarțitele carbonatice cu pirită* constau dintr-o alternanță cu desime variabilă de benzi (grosime 0,5—2,0 cm) cuarțitice și carbonatice cu benzi de pirită, însoțită de blendă și de galenă.

Rocile carbonatice cu pirită sînt mai sărace în sulfuri față de varietățile precedente. Pirita apare dispusă în strate subțiri și este însoțită uneori de blendă.

COMPOZIȚIA MINERALOGICĂ A MINEREULUI

Studiul microscopic indică următoarea compoziție mineralogică a minereului de pirită :

— pirită — blendă — galenă	— predominant — subordonat	— cuarț — carbonat	— predominant
		— apatit — sericit-muscovit	— subordonat
— calcopirită	— sporadic	— rutil	— sporadic

Pirita, ca constituent principal al minereului masiv, predomină în proporții care variază între 70 și 90 %. În minereul rubanat, participarea ei poate să scadă pînă sub 30 %, după cum indică histograma din figura 3. Descreșterea lină și continuă a curbei de frecvență spre conținuturi inferioare în pirită (fig. 3) apare ca o expresie a unei treceri treptate de la minereul masiv la cel rubanat. Doar o slabă inflexiune a curbei în jur de 70 % pirită marchează această tranziție.

Celelalte sulfuri sînt reprezentate, de regulă, prin *blendă* şi *galenă*. *Calcopirita* a fost întîlnită cu totul sporadic şi în cantităţi neînsemnate. Sulfurile de Pb şi Zn nu depăşesc 12 % din greutatea minereului. Frecvenţele mai ridicate se plasează între 1 şi 10 %, cu un mic maxim între 1 şi 3 % (fig. 3). Blenda predomină net asupra galenei, care de altfel uneori lipseşte.

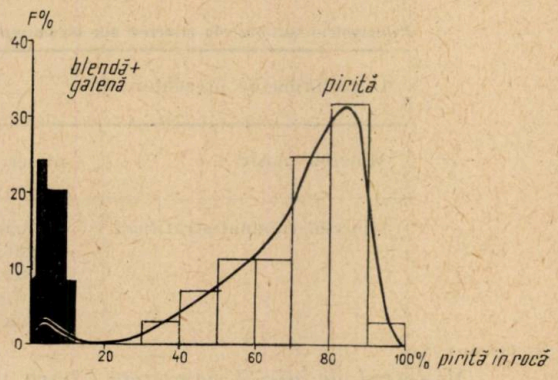


Fig 3. — Histogramele şi curba de frecvenţă a piritei şi a sulfurilor de Pb şi Zn din minereul de la Boiţa (procente de greutate).

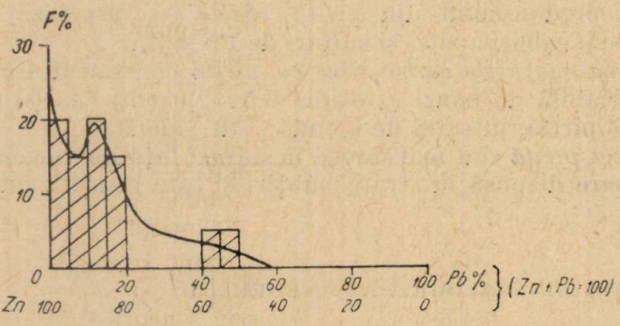


Fig. 4. — Histograma şi curba de frecvenţă a raportului Zn : Pb din minereul de la Boiţa.

Raportul dintre blendă şi galenă variază între 100 şi 70 % Bl şi 0 şi 30 % Gal; numai în rare cazuri se apropie de valori unitare (fig. 4). Se constată uneori, atît în minereul masiv, cît şi în cel rubanat, o distribuire neomogenă şi preferenţială a blendei şi galenei, care prezintă îmbogăţiri la anumite nivele sau în unele benzi de pirită, în timp ce altele sînt lipsite aproape total de sulfuri de Pb şi Zn.

Raportul cantitativ dintre pirită, sulfuri de Pb şi Zn şi mineralele asociate, reprezentate predominant prin cuarţ şi carbonaţi, sînt prezentate în diagrama din figura 5. Distribuţia punctelor reprezentative în lungul laturii cuarţ + carbonat-pirită apare ca o expresie a tranziţiei dintre minereul de pirită masiv spre cel rubanat cu cantităţi variabile de pirită. Se diferenţiază de asemenea caracterul subordonat al sulfurilor de Pb şi Zn, care nu prezintă o îmbogăţire în minereul masiv faţă de cel rubanat, mai sărac în pirită.

Relaţiile cantitative dintre cuarţ şi carbonaţi, a căror participare creşte în minereul rubanat, sînt foarte variabile. Ele determină diferenţie-

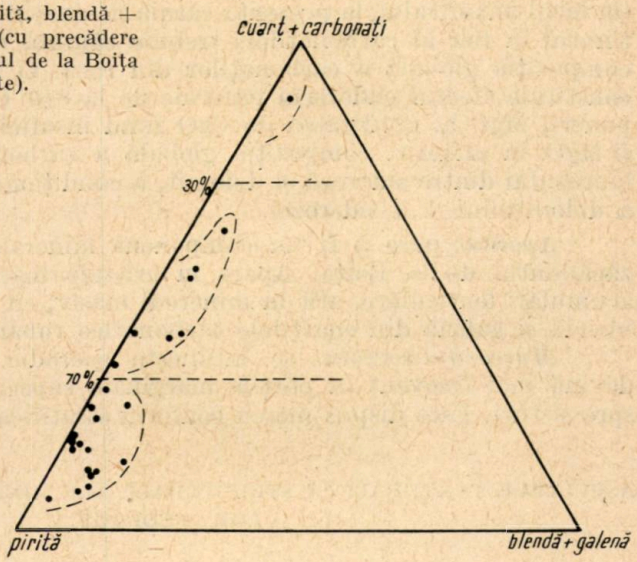


Fig. 5. — Raportul dintre pirită, blendă + galenă și mineralele asociate (cu precădere cuarț + carbonat) din minereul de la Boița (procente de greutate).

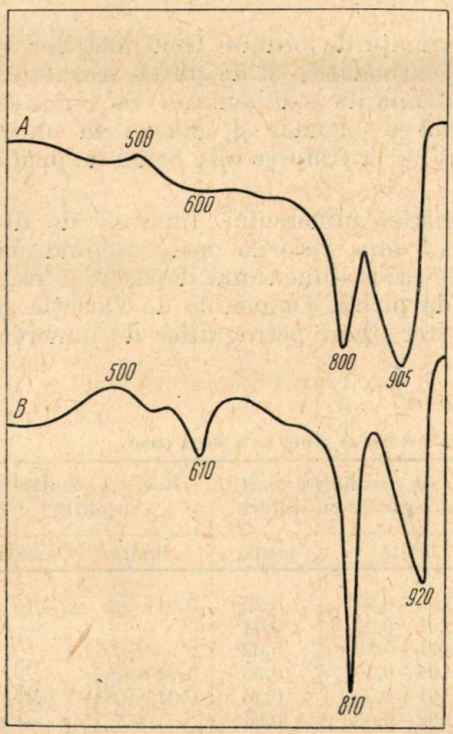


Fig. 6. — Curbele termice diferențiale ale unor roci carbonatice din zăcămîntul Boița :

A, dolomit slab ferifer, cu pirită (din stratul dolomitic inferior minereului) ; *B*, dolomit slab ferifer cu sideroză și pirită (din rocile rubanate care constituie partea superioară a minereului).

rea minereului în tipuri petrografice : cuarțite cu pirită, cuarțite carbonatice cu pirită, roci carbonatice cu pirită. În rocile rubanate, cuarțul și carbonatul sînt dispuse în benzi cuarțitice și carbonatice cu grosimi și abundență variabilă și care alternează cu cele de pirită.

Carbonații sînt reprezentați, de regulă, prin *dolomit* și *dolomit slab ferifer-parankerit*. Uneori apar termeni de tranziție spre *ankerit*. Sporadic și subordonat se întîlnește *sideroza*.

Analiza termică diferențială indică pentru dolomitul din baza stratului de minereu (fig. 6, curba *A*) un caracter slab ferifer, pus în evidență prin inflexiunea curbei în domeniul de temperatură cuprins între 600 și 750° C. Pentru un nivel carbonatic din alternanța de benzi cuarțitice, carbonatice și de sulfuri din partea superioară a minereului, curba termică diferențială (fig. 6, curba *B*) arată prezența simultană a unui dolomit ferifer-parankerit cu sideroza. Explicația apariției acestei parageneze

(în locul ankeritului, la prezența căruia ne-am aștepta ținînd seama de conținutul în fier al carbonaților) trebuie căutată într-un deficit de CaO în compoziția globală a carbonaților din rocă. O indicație în acest sens o constituie efectul endoterm puternic de la 810° C, corespunzător descompunerii $MgCO_3$. Cantitatea de CaO fiind insuficientă pentru legarea FeO și MgO în ankerit, compoziția globală a carbonaților corespunzînd deci hiatusului dintre siderază și dolomit, a condiționat cristalizarea simultană a dolomitului și a siderozei.

Apatitul pare a fi un component mineralogic caracteristic pentru zăcămîntul de la Boița. Apare în cristale mărunte, adesea grupate în acumulări lenticulare, atît în minereul masiv, cît și în benzile de pirită cu blendă și galenă din cuarțitele carbonatice rubanate.

Muscovitul-sericitul se întîlnește sporadic în minereu. Începe să devină mai frecvent în părțile marginale superioare, în zona de trecere spre șisturi. Este dispus mereu conform stratificației și șistozității rocilor.

ASPECTELE TEXTURALE ȘI STRUCTURALE ALE MINEREULUI ȘI SEMNIFICAȚIA LOR GEOLOGICĂ

Primul aspect care apare în evidență la analizarea rocilor cu pirită de la Boița este gradul mărunt de cristalizare și forma de prezentare ca minereu masiv sau rubanat.

Rubanarea se datorește unei alternanțe de ordinul centimetrilor și milimetrilor a unor benzi cuarțitice, carbonatice și de pirită, rezultată în mod evident în urma unui proces ritmic de sedimentare. Se remarcă de asemenea o acumulare preferențială a blendei și galenei în unele benzi de minereu din alternanța amintită, în timp ce alte benzi de pirită sînt lipsite de sulfuri de Pb și Zn.

Granulația măruntă este caracteristică minereului. Limitele de dimensiuni sînt cuprinse între 0,02 și 1,5 mm, valorile medii oscilînd, în general, în jur de 0,5 mm. Cristale ale căror dimensiuni depășesc 1 mm se întîlnesc numai local în agregatele de pirită. Domeniile de variație și valorile medii pentru granulația celor trei tipuri petrografice de minereu

Tabelul nr. 2

Dimensiunile mineralelor componente ale minereului de pirită de la Boița (mm)

Tipul de minereu / Mineral	Minereu de pirită masiv		Cuarțite cu sulfuri și cuarțite carbonatice cu sulfuri		Roci carbonatice cu pirită	
	limite	media	limite	media	limite	media
Pirită	0,08—1,50	0,50	0,03—0,80	0,30	0,04—0,5	0,15
Blendă	0,02—0,50	0,10	0,01—0,20	0,04	—	—
Galenă	0,01—0,20	0,05	0,01—0,10	0,02	—	—
Carbonat	0,08—0,80	0,20	0,04—0,50	0,20	0,04—1,50	0,20
Cuarț	0,01—1,00	0,20	0,01—0,50	0,20	0,04—0,80	0,20
Apatit	0,02—0,08	0,04	0,02—0,08	0,04	—	—

sînt indicate în tabelul nr. 2. Granulația măruntă de tipul aceleia descrise este foarte comună zăcămintelor de sulfuri compacte metamorfozate regional. Minereul de la Boița se aseamănă în această privință cu cel din zăcămintele de sulfuri din cristalinul Carpaților Orientali și de la Altîn-Tepe.

Structura minereului este granuloblastică. Local pirita prezintă tendința de creștere porfiroblastică. Frecvent se întîlnesc slabe dezvoltări poikiloblastice, rezultate în urma înglobării blendei, carbonatului, apatitului și cuarțului în timpul recristalizărilor metamorfice.

Textura este masivă, cu slabe tendințe de orientare în minereul masiv și orientată în cel rubanat. Orientarea, verificată de altfel și prin analize structurale, se manifestă printr-o slabă alungire orientată a cristalelor de cuarț din benzile cuarțitice, prin orientarea clivajelor carbonatului în două direcții conjugate față de planul șistozității și prin dispunerea, uneori orientată, a cristalelor de pirită.

Relațiile structurale dintre mineralele componente ale minereului de la Boița prezintă aspectele tipice minereurilor de sulfuri metamorfozate în sensul în care au fost precizate de P. Ramdohr (14) și recunoscute și descrise la Muncelul Mic în Poiana Ruscă (7) și în cadrul zăcămintelor de sulfuri din cristalinul Carpaților Orientali (10). Structura minereului, fiind rezultatul unui proces de recristalizare metamorfică și nu al unei cristalizări din soluții hidrotermale (magmatice), prezintă caracteristicile generate de proprietățile fizice ale sulfurilor noi formate, ca forță de cristalizare, grad de casanță, maleabilitate, duritate și toate proprietățile care concurează la determinarea mobilizărilor metamorfice diferențiate. În asemenea cazuri, relațiile structurale nu mai pot fi considerate drept indicatoare a unei ordine de cristalizare a sulfurilor din veniri succesive de soluții, ci ele reflectă, prin prisma proprietăților lor fizice, mecanismul complex al procesului de recristalizare care decurge sub influența variațiilor de temperatură și presiune din timpul metamorfismului regional. Sulfurile, în special cele caracterizate de P. Ramdohr (14) drept „moi" și „plastice", reacționează și se adaptează mai ușor decît silicații rocilor cristaline la noile condiții survenite în urma variațiilor menționate. De aceea analiza structurală a unor asemenea minereuri de sulfuri poate aduce unele date suplimentare pentru descifrarea istoriei succesiunii modificărilor survenite în timpul metamorfismului regional, în special pentru ultimele faze ale acestora, pe care le reflectă cu precădere.

În cadrul mineralelor componente și al relațiilor dintre acestea se constată în minereul de la Boița următoarele aspecte structurale și texturale tipic metamorfice :

Pirita, conform forței de cristalizare ridicate care o caracterizează, apare în cristale bine individualizate și idiomorfe. Uneori conține incluziuni poikilitice de blendă, cuarț, apatit, înglobate în timpul blastezei, în decursul căreia prezintă adesea dezvoltări cu tendințe porfiroblastice [8].

În cazul în care pirita apare inclusă în blendă, prezintă mereu conture idiomorfe rotunjite în mod caracteristic în dreptul muchiilor, asemănă-

[8] Fenomene asemănătoare se pot constata și la piritele din zăcămintele de sulfuri din cristalinul Carpaților Orientali (10) și din cele de fier din epizona Poienii Rusce (8).

tor cristalelor de pirită din agregatele de blendă şi galenă din minereul metamorfozat de la Muncelul Mic (7).

În minereul bogat în pirită, aceasta apare, de regulă, intens cataclazată. Cu cît cantitatea de pirită din rocă descreşte, fisurarea se atenuează pînă ajunge să dispară în minereul sărac în pirită. Cataclazarea apare ulterior cristalizării rocii, ca efect al presiunilor exercitate asupra minereului, şi este favorizată de casanţa piritei. Astfel se explică dezvoltarea maximă a fenomenului în rocile constituite predominant din pirită. În rocile cuarţitice şi carbonatice cu pirită necataclazată, compresiunile şi mişcările tectonice au fost preluate de cuarţul şi carbonatul din rocă prin deformările care au dus la extincţia ondulatorie şi forfecarea cuarţului şi la mişcările de translaţie de-a lungul planelor de clivaj şi de maclă ale carbonaţilor.

În timpul deformărilor, sulfurile mai „moi" (galena, blenda) au fost mobilizate şi presate pe fisurile piritei şi cuarţului, iar cuarţul şi carbonatul parţial mobilizate în golurile apărute în urma cataclazării piritei. Dacă în mod eronat aceste relaţii structurale ar fi interpretate în sensul decelării unor veniri hidrotermale (magmatice) succesive, s-ar ajunge la situaţia dificilă de a admite într-un minereu uniform două generaţii de cuarţ, carbonat, galenă, blendă (deci, cu excepţia piritei casante, două generaţii din aproape toate mineralele componente ale minereului), minerale care apar o dată ca incluziuni în pirită, iar altădată pe fisurile acesteia. O dată cu depărtarea din imediata vecinătate a unui cristal de pirită sau în rocile în care pirita nu apare cataclazată, aceste deosebiri ar fi imposibil de sesizat în minereul cu omogenitatea structurală caracteristică şisturilor cristaline.

Aspectele structurale descrise nu trebuie interpretate ca rezultate în urma unor mişcări postmetamorfice, deci în favoarea unui metamorfism pur dinamic. Ele reprezintă, probabil, ultimele ecouri dinamice ale mişcărilor care însoţesc procesul complex pe care îl definim drept metamorfism regional. După cum am arătat, ele sînt, probabil, sincrone deformărilor care produc extincţiile ondulatorii ale cuarţului metamorfic, ale căror afiliaţii faţă de deformările sinmetamorfice sînt demonstrate prin analize petrologice structurale.

Blenda, de regulă xenomorfă, apare mereu foarte mărunt cristalizată. În minereul rubanat prezintă adesea o dispunere preferenţială în anumite benzi, macroscopic uşor de recunoscut prin culoarea lor brun-roşcată, care se datoreşte unei dispersii fine de blendă în masa cuarţo-carbonatică. În unele cazuri, blenda apare între cristalele slab alungite de cuarţ şi pirită, încadrîndu-se astfel în textura slab orientată a rocii. În minereul masiv, blenda cimentează, împreună cu cuarţul şi carbonatul, cristalele de pirită slab cataclazate.

La contactul cu cristalele de carbonaţi, formele xenomorfe ale blendei sînt determinate de modul de dispunere a feţelor înconjurătoare ale cristalelor de carbonaţi. Contactul cu cristalele de cuarţ apare mereu sub forme neregulate, iar faţă de galenă prezintă conturele neregulate rotunjite, tipice pentru relaţiile structurale dintre cele două sulfuri în minereuri metamorfozate (7), (14).

Cînd blenda apare în cristale sau plaje ceva mai larg dezvoltate, în special în minereul masiv, conține adesea incluziuni poikilitice de apatit, carbonat sau pirită sub formă de cuburi cu muchiile rotunjite.

Galena apare, ca și blenda, mărunt cristalizată și xenomorfă, dispusă uneori preferențial în anumite benzi din minereul rubanat. Ca o consecință a maleabilității avansate, ea se găsește adesea presată pe interstițiile și fisurile celorlalte minerale, cu precădere ale cuarțului și ale piritei.

Cuarțul prezintă aspecte morfologice influențate de paragenezele mineralogice și de condițiile tectonice în care se dezvoltă :

a. În cuarțitele din minereul rubanat apare în cristale xenomorfe întrepătrunse de-a lungul unor conture neregulate și mărunt crenelate. Aceste aspecte structurale sînt extrem de caracteristice metagelurilor de silice și au fost întîlnite în mod identic în unele cuarțite din zăcămintele de fier din epizona Munților Poiana Ruscă (8), (9) și din zăcămintele de sulfuri ale Carpaților Orientali (10). După cum se poate constata din stadiile intermediare ale procesului de recristalizare a gelurilor, surprinse în unele secțiuni subțiri, cristale de cuarț amintite rezultă prin dezvoltarea lor peste un agregat de cuarț foarte fin cristalizat, care reprezintă un prim stadiu de recristalizare metamorfică a gelurilor. Contururile crenelate și zimțate rezultă din însumarea vechilor contururi ale microlitelor de cuarț din zonele periferice pînă la care s-a extins recristalizarea unui individ și unde extinderea procesului pornit din diferite centre de cristalizare a fost oprită de avansarea recristalizării din jurul centrelor învecinate.

b. În cuarțitele carbonatice, tendința mai avansată spre dezvoltare idiomorf ăa carbonaților influențează aspectul morfologic al cuarțului, care în urma recristalizării concomitente și a concreșterii cu carbonatul nu mai prezintă structura din metagelurile cuarțitice.

c. În jurul cristalelor de pirită cu dezvoltare porfiroblastică, și anume în „umbrele de presiune" ale acestora, cuarțul apare uneori sub formă de lamele crescute perpendicular sau oblic pe fețele de cub ale piritei, aspecte structurale des întîlnite în rocile metamorfice.

d. În minereul cuarțitic se observă lentile de cuarț mai larg dezvoltate, paralele șistozității rocii. Ele rezultă în urma recristalizărilor selective și diferențiale care se produc de-a lungul planelor de mișcare sinmetamorfice (șistozitate) și care constituie unul dintre factorii generatori ai mobilizărilor metamorfice de cuarț.

e. Pe fisurile cristalelor de pirită cataclazate apare cuarț insinuat în urma unor mobilizări parțiale.

Carbonații din minereu prezintă aspectele comune celor din formațiunile cristaline în general. Local se întîlnesc dezvoltări porfiroblastice.

Apatitul apare în cristale mărunte concentrate adesea în lentile paralele stratificației. Acest mod de prezentare, care pare a fi foarte caracteristic, a mai fost întîlnit în zăcămîntul de fier polimetamorfic din Dealul Boul de la Rușchița.

Drept alte aspecte structurale care indică metamorfismul regional suferit de minereul de la Boița trebuie amintite mobilizările hidrotermal-metamorfe de cuarț, carbonați, blendă, galenă, și în special unele dezvoltări porfiroblastice în minereul cuarțo-carbonatic rubanat. Prin creșterea

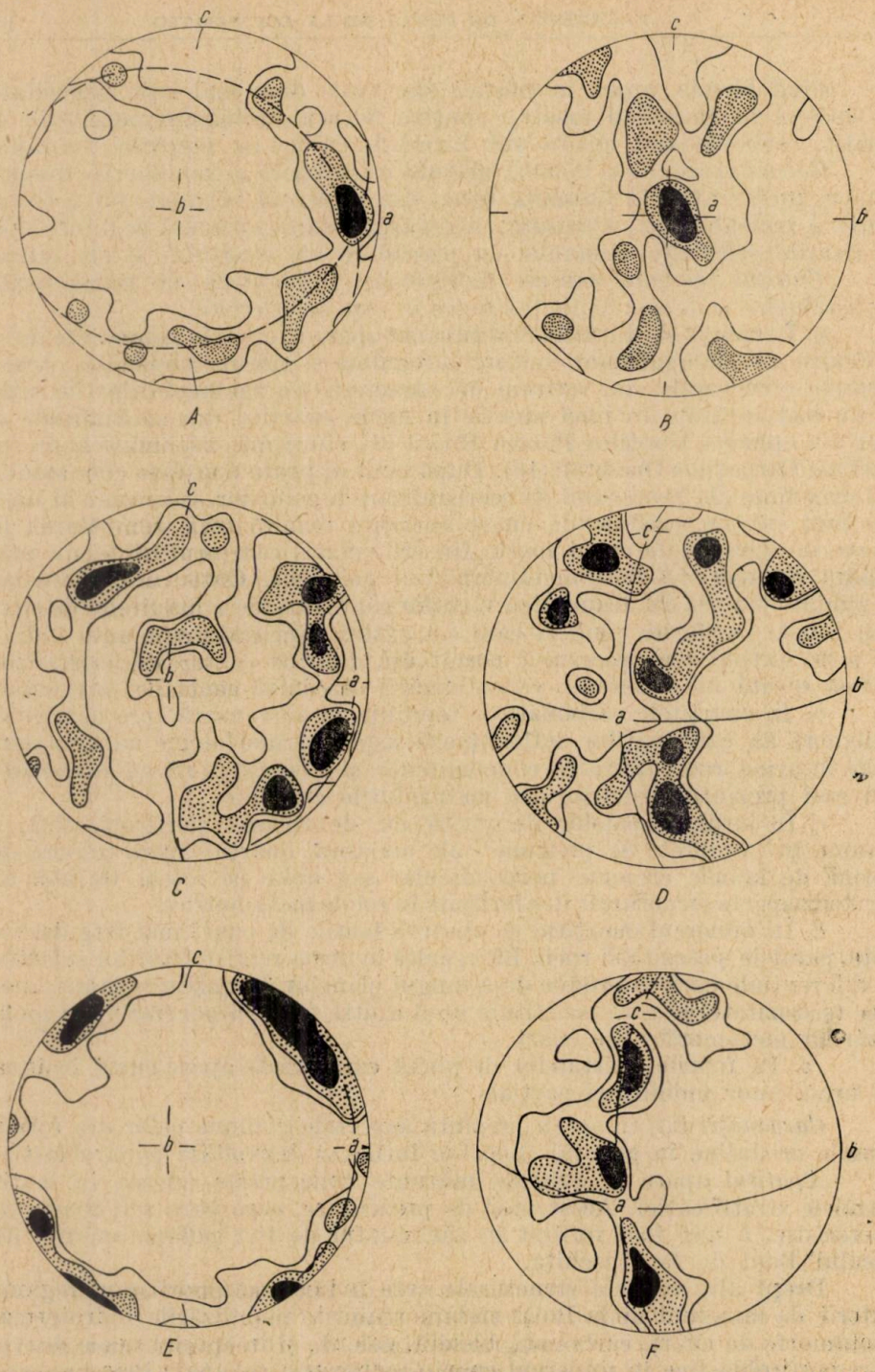


Fig. 7. — Diagrame statistice de orientare ale mineralelor componente din minereul de la Boiţa : *A*, cuarţ, 200 de axe *c*, secţiune $\perp$ *b*; *B*, cuarţ, 200 de axe *c*, $\perp$ *a*; *C*, dolomit, 135 de axe *c*, secţiune $\perp$ *b*; *D*, dolomit, 100 de axe *c*, secţiune $\perp$ *a*; *E*, dolomit, 265 de clivaje (1011 şi sporadic $02\bar{2}1$) secţiune $\perp$ *b*; *F*, dolomit, 155 de clivaje ($10\bar{1}1$ şi sporadic $02\bar{2}1$), secţiune $\perp$ *a*.

lor, porfiroblastele de carbonat sau cuarț din cuarțitele carbonatice cu pirită deranjează dispunerea omogenă și conformă stratificației a blendei și a galenei mărunt cristalizate, prin împingerea acestora spre zonele lor periferice, astfel încît porfiroblastele apar înconjurate de o slabă concentrare de blendă și galenă mărunt cristalizată.

ANALIZA PETROLOGICĂ STRUCTURALĂ A MINEREULUI

În vederea confirmării faptului că minereul a fost supus metamorfismului regional sincron șisturilor cristaline, au fost executate cîteva analize petrologice structurale pe secțiuni perpendiculare pe liniația paralelă axului *b* din minereu și șisturi și pe secțiuni perpendiculare pe axa *a*. Diagramele statistice ale orientării cuarțului, carbonatului și apatitului din minereu confirmă deformarea conformă a acestuia față de coordonatele tectonice ale șisturilor cristaline. Minereul de la Boița se arată a fi un *B*-tectonit metamorfic monoclinic cu tendințe de simetrie rombică.

Axele *c* ale cuarțului (fig. 7 A, B) prezintă în jurul lui *b* un cordon larg în care se pot distinge două plane (*o k l*) conjugate, care se intersectează sub un unghi ascuțit în *a*, unde se plasează și maximul principal al diagramei. Extincțiile rulante ale cuarțului, care, după cum am văzut, se pot presupune a fi sincrone cataclazării piritei, se datoresc rotirii axelor *c* ale cristalelor forfecate în jurul axei *b* în cele două plane (*o k l*) men-

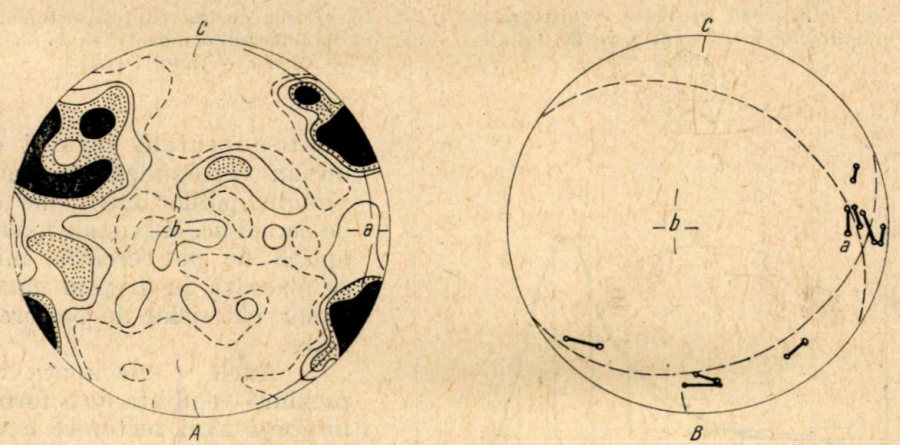


Fig. 8. — *A*, diagrama statistică de orientare a apatitului din minereu, 200 de axe *c*, secțiune $\perp$ *b*; *B*, rotirea axei *c* în cristalele de cuarț forfectate și cu extincție ondulatorie; liniile unesc pozițiile extreme ale axelor *c* dintr-un cristal.

ționate (fig. 8B). Acest lucru demonstrează afiliația procesului de cataclazare față de deformările sinmetamorfice.

Carbonatul prezintă diagrame tipice de *B*-tectonite metamorfice (fig. 7). Polii clivajelor dolomitului (nediferențiate; $10\bar{1}1$ preponderent

și 02$\bar{2}$1 sporadic) descriu în jurul axei *b* o centură cu două maxime principale simetrice, corespunzînd polilor unor plane (*h o l*) conjugate. Axele *c* se plasează de asemenea în jurul lui *b* pe două cercuri mici, separate

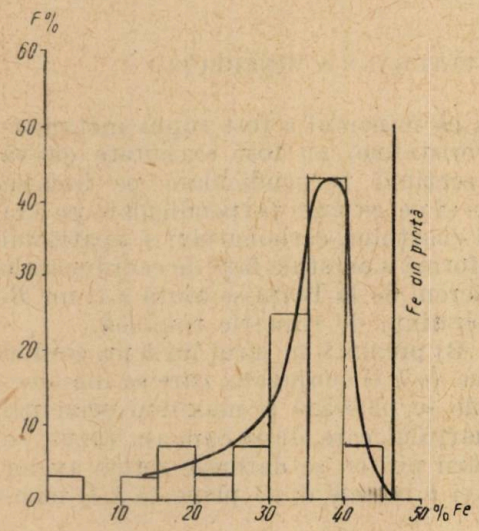


Fig. 9. — Curba de frecvență și histograma fierului din minereul de pirită de la Boița — Hațeg.

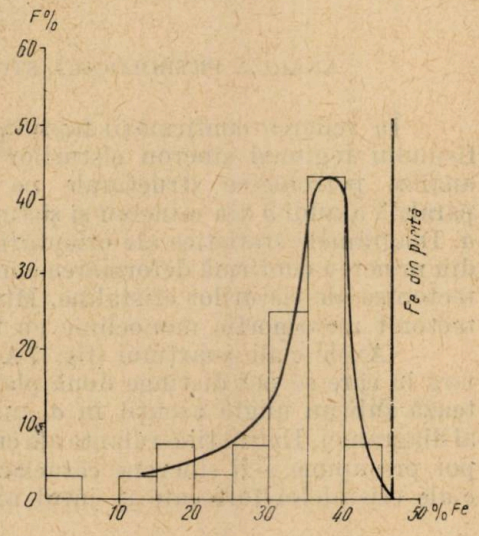


Fig. 10. — Curba de frecvență și histograma fierului din minereul carbonatic de la Teliuc — Ghelar — Vadul Dobrii.

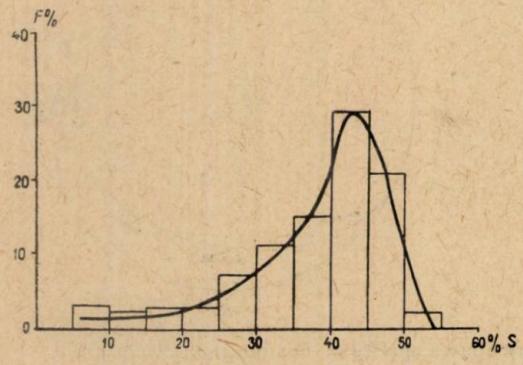


Fig. 11. — Curba de frecvență și histograma sulfului din minereul de pirită de la Boița — Hațeg.

printr-o centură îngustă de minim corespunzătoare maximului polilor clivajelor de pe cercul *ac*. Maximele axelor optice de pe cercurile mici se plasează în dreptul maximelor clivajelor de pe cercul mare.

Axele *c* ale apatitului prezintă tendința de a forma în jurul axei tectonice *c* un cordon larg în care apar două maxime marcante, situate în planul *ac* în dreptul intersecției acestuia cu cele două plane (*h o l*) remarcate în diagrama dolomitului. Reglarea apatitului s-a produs, în consecință, în direcția transportului tectonic *a* din cele două plane (*h o l*) conjugate.

CONSIDERAȚII CHIMICE ASUPRA MINEREULUI

Principalele *elemente majore* constituente ale minereului de la Boița sînt reprezentate prin Fe, S, Si, provenite din pirită și cuarț; Zn, Pb, din sulfuri; Ca, Mg, din carbonați.

Curba de frecvență a fierului (fig. 9) prezintă un aspect asimetric, cauzat de o descreștere mai lină de la maximul cuprins între 35 și 40% Fe spre valori mai mici. Asimetria, fiind contrară aceleia a curbelor normal clarkeice reprezentative pentru distribuția longnormală a elementelor (1), indică o concentrare a fierului în zăcămînt. Trebuie remarcată asemănarea față de histograma fierului din zăcămintele carbonatice de fier ale Masivului Poiana Ruscă (6) (fig. 10).

Curba de frecvență a sulfului (fig. 11) prezintă un aspect asemănător, întrucît cele două elemente provenind cu precădere din pirită variază paralel în zăcămînt.

Asimetria curbelor de frecvență ale Fe și S implică o asimetrie inversă pentru curba SiO_2 și a elementelor din carbonați, întrucît cuarțul și carbonatul variază invers proporțional cu pirita din minereu. Lor le revine deci o distribuție longnormală, asemănătoare celei constatate pentru SiO_2 din zăcămintele de fier de la Teliuc — Ghelar — Vadul Dobrii (6).

Îndeosebi de interesant este de urmărit variația raportului elementelor metalice din sulfurile minereului. Raportul Zn : Pb, după cum am văzut cu ocazia discutării compoziției mineralogice (fig. 4), este în favoarea zincului, fapt ce implică o asemănare în acest sens față de zăcămintele de sulfuri din cristalinul Carpaților Orientali. Raportul Fe : Zn și Fe : Pb prezintă o variație evidentă în favoarea Zn și Pb, o dată cu descreșterea conținutului în Fe (fig. 12). Dat fiind faptul că pirita masivă compactă (bogată în Fe) se află în baza

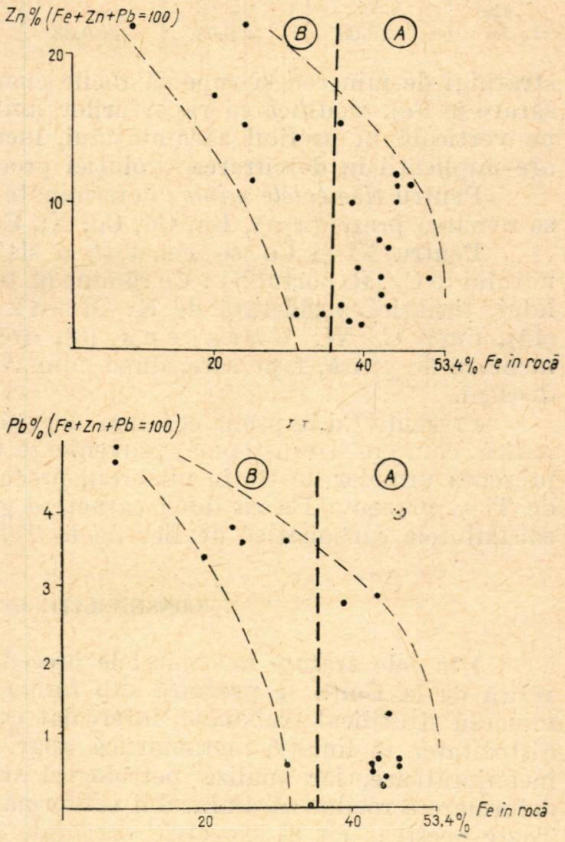


Fig. 12. — Schimbarea raportului dintre Fe : Zn și Fe : Pb față de variația conținutului în Fe a minereului: *A*, minereu masiv; *B*, minereu rubanat.

Tabelul nr. 3

Analize spectrale semicantitative ale minereului de pirită de la Boiţa* (Analist E. Volanski)

	1	2	3	4	5	6
Al	0,1—1	0,1—1	0,1—1	0,1—1	0,1—1	0,1—1
Mg	> 3	<0,1	<0,1	<3	<0,1	<0,1
Ca	> 1	~1	~1	>1	~1	1
Ba	<0,03	<0,03	>0,03	>0,03	<0,03	<0,03
Mn	0,01—0,3	0,001—0,01	0,001—0,01	0,003—0,01	0,003—0,01	0,003—0,01
Ti	<0,01	<0,01	<0,01	>0,01	<0,01	<0,01
Pb	0,01—0,1	0,01—0,1	0,01—0,1	0,01—0,1	0,01—0,1	0,01—0,1
Cu	—	<0,1	<0,1	<0,1	0,1—1	0,1—1
Ni	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,03—0,1	0,03—0,1
Co	—	<0,005	<0,01	<0,005	<0,01	<0,01
Zn	~1	~1	~1	~1	~1	>3%
Cd	—	—	—	—	—	urme
Ge	—	—	—	urme	—	—
As	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03

stratului de minereu şi suportă rocile cuarţito-carbonatice cu pirită (mai sărace în Fe), modificarea raporturilor amintite corespunde unei variaţii pe verticală în profilul zăcămîntului, lucru care, după cum vom vedea, are implicaţii în descifrarea evoluţiei procesului de geneză a minereului.

Pentru *elementele minore* determinate semicantitiv de E. Volanski, se remarcă prezenţa As, Ba, Cd, Co, Ni, Cu, Ge, Mn şi Ti (tabelul nr. 3).

Pentru Ni şi Co se constată o slabă creştere cu ridicarea conţinutului în Cu. Raportul Ni : Co rămîne în toate cazurile în favoarea nichelului, situaţie considerată de K. Rankama şi Th. G. Sahama (15), după C. W. Carstens (3), drept comună zăcămintelor sedimentare de pirită, fapt care, după cum vom vedea, comportă însă unele discuţii.

Prezenţa Cd în proba cea mai bogată în Zn (tabelul nr. 3, proba 6) indică, cum era şi de aşteptat, provenienţa Cd din blendă. Trebuie relevată prezenţa urmelor de Ge în minereu, precum şi cantitatea relativ scăzută de Ti şi prezenţa Ba ca două caractere geochimice constant întîlnite în zăcămintele carbonatice de fier de la Teliuc — Ghelar (6).

CONSIDERAŢII GENETICE

Din cele arătate în capitolele precedente rezultă că zăcămîntul de pirită de la Boiţa se prezintă sub forma unui strat constituit dintr-un minereu stratificat (rubanat), intercalat concordant în şisturile cristaline. Şistozitatea şi liniaţia metamorfică apar în minereu la fel ca în rocile înconjurătoare, iar analiza petrologică structurală pune în evidenţă o deformare a rocilor zăcămîntului conformă deformării şisturilor cristaline. Toate acestea, cît şi aspectele texturale şi structurale, amplu discutate la capitolul respectiv, şi prezenţa mobilizărilor metamorfice, indică în mod indubitabil că minereul este metamorfozat regional sincron cu formaţiunile cristaline.

În concluzie se poate afirma că zăcămîntul de la Boița reprezintă o acumulare de pirită premetamorfică, născută printr-un proces de sedimentare singenetic depunerii unor carbonați și geluri silicioase cu care minereul se află în intimă asociație și că zăcămîntul a fost metamorfozat regional sincron cu formațiunile cristaline în care este intercalat.

Pentru o definire mai precisă a genezei se impune necesitatea discutării provenienței elementelor metalice și a sulfului în mediul acvatic din care s-au depus pe cale sedimentară. Există două posibilități în acest sens : a) depunere în urma unui aport printr-un transport oarecare de pe continent sau acumulare prin activitate bacteriană (geneză sedimentară) și b) sedimentare în urma unui aport în bazinul de sedimentare legat de o activitate magmatică vulcanogenă (geneză vulcanogen-sedimentogenă).

În primul rînd trebuie precizat faptul că ambianța petrografică în care apare zăcămîntul de la Boița — alternanță de calcare, dolomite, șisturi verzi (provenite din tufuri bazice ale unui magmatism inițial) cu formațiuni terigene — indică sedimentarea minereului într-un mediu marin la distanțe mari de țărm. În cazul provenienței elementelor de pe continent, acest lucru implică un transport îndelungat în mediul marin. În afară de faptul că un asemenea lucru este greu de imaginat, pe de o parte sedimentarea ar fi fost posibilă numai într-un mediu reducător, a cărui existență ar fi cauzat intercalarea minereului în șisturi grafitoase, care însă lipsesc în vecinătatea zăcămîntului, iar pe de altă parte în timpul transportului îndelungat, chiar în cazul unui aport masiv de pe continent, s-ar fi produs treptat o diminuare a concentrației în urma dispersării în mediul acvatic pe o suprafață foarte întinsă și nu s-ar fi putut sedimenta pe o suprafață restrînsă de 1 — 1,5 km² un minereu masiv cu pînă la 90% pirită. În consecință, compoziția mineralogică cantitativă și calitativă, cît și ambianța petrografică în care apare zăcămîntul, nu concordă cu admiterea unei geneze sedimentare propriu-zise. Zăcămintele sedimentare de acest gen se apropie de tipul acumulărilor de sulfuri de la Mansfeld, cu totul deosebite față de cele de la Boița și caracterizate prin diseminarea uniformă și în cantități nu prea ridicate a sulfurilor în roci bogate în materie organică, indicatoare a unui mediu reducător în timpul sedimentării. H. Schneiderhöhn (16) aduce unele argumente pentru admiterea participării chemobacteriilor la sedimentarea sulfurilor de la Mansfeld. Activitatea bacteriană nu produce însă o creștere a concentrației sulfului pînă la un minereu compact cum este cel de la Boița.

Forma de zăcămînt, compoziția mineralogică și ambianța petrografică concordă, în schimb, cu admiterea unei geneze vulcanogen-sedimentogene. Cantitatea mare de pirită, asociația cu sulfuri de Zn și Pb, extinderea limitată a zăcămîntului apar ca o consecință a unui aport vulcanic submarin, probabil de natură hidrotermală. Durata relativ scurtă și abundența aportului, care o depășea cu mult pe cea a aportului de material terigen sedimentat în mediul marin, pot explica formarea minereului masiv, iar extinderea pe o suprafață restrînsă apare ca o consecință a precipitării imediate și aproape totale a sulfurilor în jurul zonei

de survenire a soluţiilor în mediul marin. Existenţa unei activităţi magmatice vulcanice în perioada formării zăcămîntului este demonstrată de intercalaţiile de roci verzi (metatufuri bazice) în apropierea nivelului stratigrafic la care se află intercalat zăcămîntul.

Singului element care aparent ar putea pleda în defavoarea acestei concepţii genetice ar fi raportul Ni : Co din minereul de pirită. După K. Rankama şi Th. G. Sahama (15), valoarea sa ar corespunde zăcămintelor sedimentare. Trebuie atrasă însă atenţia asupra faptului că datele pe care se bazează în afirmaţiile lor autorii citaţi provin din studiile lui C. W. Carstens (3) asupra zăcămintelor de pirită din Norvegia, foarte asemănătoare aceluia de la Boiţa. În ultimul timp, încadrarea lor în grupa zăcămintelor „exhalativ-sedimentare" fiind recunoscută de mulţi autori, contradicţia se arată deci a nu exista în realitate.

Un element caracteristic zăcămîntului de la Boiţa îl constituie asociaţia intimă cu metagelurile de silice. În consecinţă, geneza acestora trebuie privită în strînsă legătură cu cea a minereului de pirită. În această concepţie, profilul stratigrafic prin zăcămînt (fig. 2) capătă o semnificaţie genetică deosebită. Situarea metagelurilor spre partea superioară a succesiunii şi tranziţia gradată de la minereul masiv la cuarţitele rubanate cu pirită apare astfel ca rezultat al unui proces de diferenţiere a soluţiilor hidrotermale, care treptat deveneau mai silicioase. În acelaşi sens trebuie interpretată şi variaţia raportului Zn : Fe şi Pb : Fe în favoarea Pb şi Zn spre nivelele superioare mai silicioase din stratul de minereu.

O problemă dificilă care nu poate fi omisă în discutarea genezei zăcămîntului o constituie rubanarea minereului. Ea ridică o serie de probleme, discutate adesea în literatura de specialitate referitoare la minereurile rubanate cuarţitice ferifere. Este evident că în cazul zăcămîntului de la Boiţa rubanarea trebuie legată cel puţin în parte de pulsaţii ale soluţiilor hidrotermale şi nu de variaţii sezoniere. Aceste pulsaţii nu trebuie însă concepute ca multiple veniri alternative de soluţii distincte silicioase şi cu sulfuri, ci ca pulsaţii succesive în intensitatea aportului

---

PLANŞA I

Stratificaţia minereului de pirită de la Boiţa

Fig. 13. — Cuarţit carbonatic cu pirită rubanat, suprafaţă lustruită, 2 × : *1*, strat de pirită cu blendă şi galenă; 2, cuarţit carbonatic.

Fig. 14. — Cuarţit rubanat cu pirită, slif., 3 × : *1*, strat de pirită cu blendă şi galenă; *2*, cuarţit (metagel silicios); *3*, cuarţit carbonatic.

Fig. 15. — Cuarţit rubanat cu pirită, slif., 25 × : *1*, pirită (alb); *2*, blendă (cenuşiu), *3*, cuarţ + carbonat (cenuşiu-închis-negru).

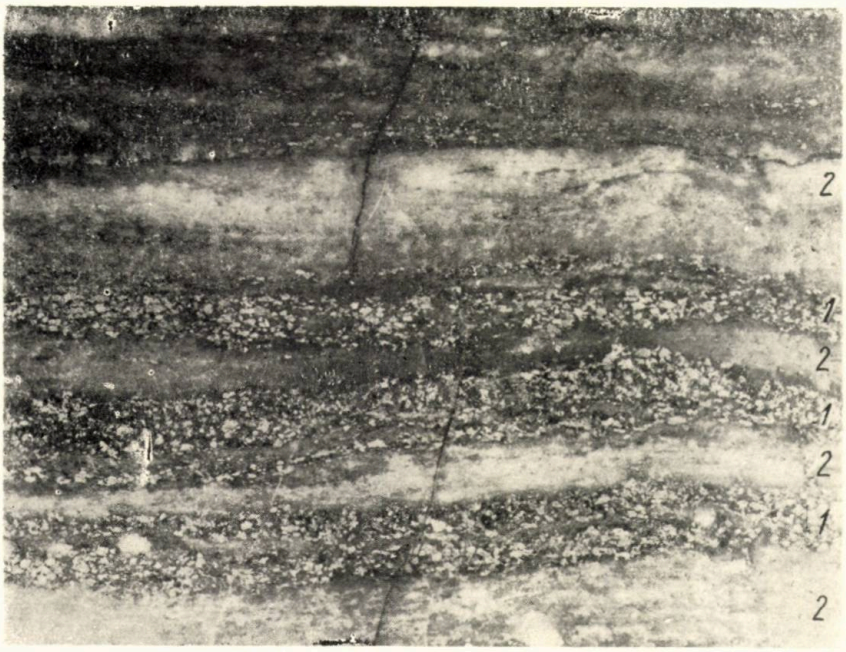


Fig. 13

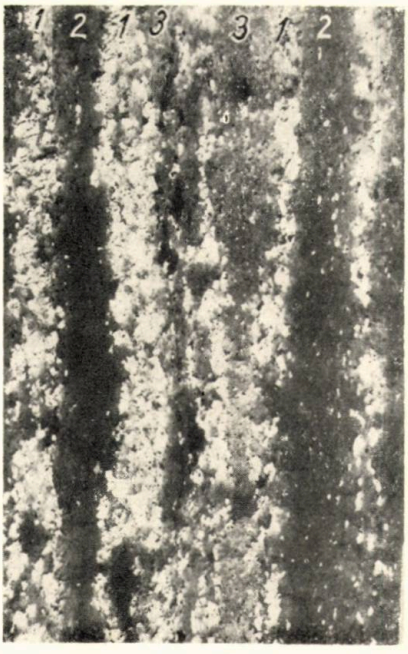


Fig. 14

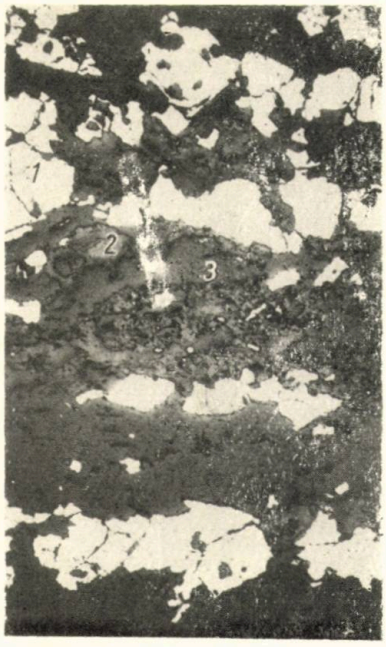


Fig. 15

PLANȘA II

Fig. 16. — Minereu de pirită masiv, pirită slab cataclazată, slif., 5×.

Fig. 17. — Cuarțit, metagel silicios, secțiune subțire, nicoli +, 20 ×.

Fig. 18. — Minereu rubanat de pirită cu apatit și blendă, slif., 40 × :

1, pirită (cristale mari albe poikiloblastice); *2*, blendă (cristale mici albe xenomorfe); *3*, apatit (cristale mici izometrice cenușii-închis); *4*, cuarț (cenușiu-închis-negru).

Fig. 19. — Minereu masiv de pirită cu apatit, secțiune subțire, nicoli ||, 40 × ;

1, cuarț (alb); *2*, apatit (cristale mărunte izometrice cenușii-deschis); *3*, blendă (cenușiu-închis).

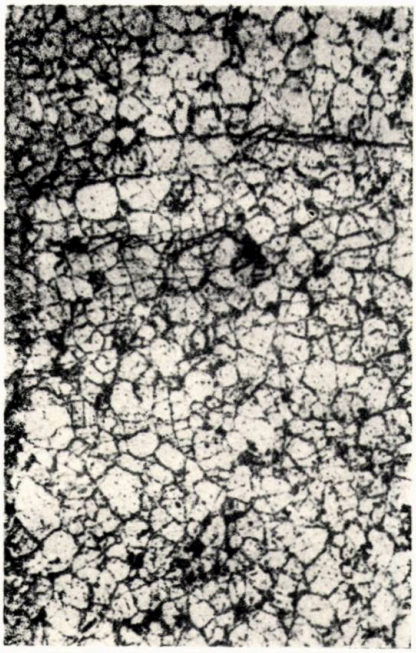


Fig. 16

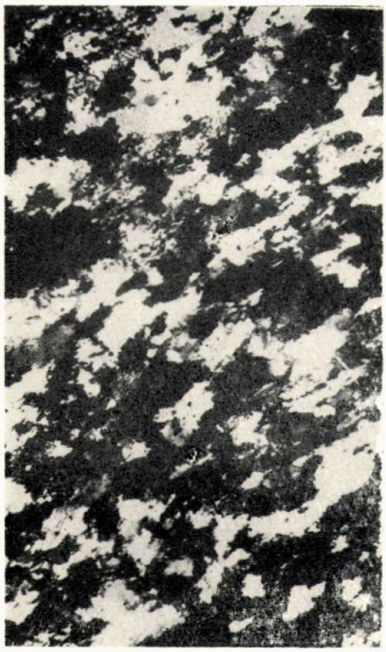


Fig. 17

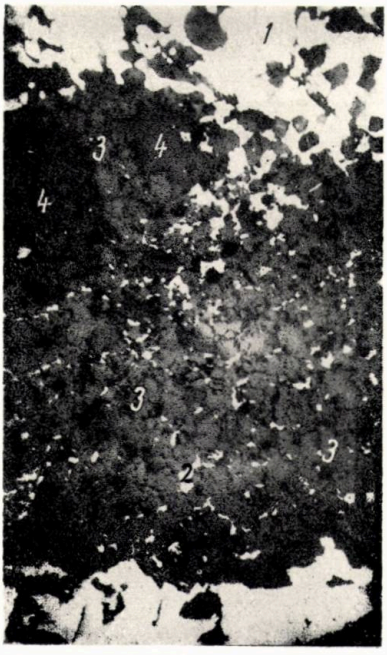


Fig. 18

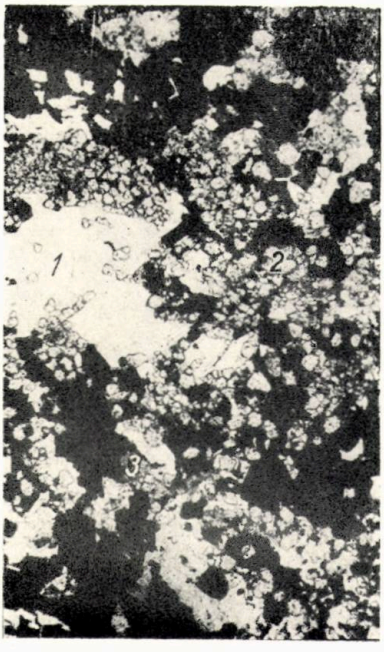


Fig. 19

PLANȘA III

Relațiile structurale între pirită și celelalte sulfuri din minereul de pirită masiv

Fig. 20. — Minereu de pirită cu blendă, slif., 20 × :

1, pirită (cristale mari albe slab cataclazate); *2*, blendă (cenușiu); *3*, cuarț (negru).

Fig. 21. — Blendă și cuarț pe fisurile piritei cataclazate, slif., 60 × :

1. pirită (două cristale mari albe cataclazate); *2*, blendă (cenușiu, pătrunzînd pe fisurile piritei cataclazate); *3*, cuarț (negru, mobilizat în parte împreună cu blenda pe fisurile piritei cataclazate).

Fig. 22. — Minereu masiv de pirită cu blendă și galenă, slif., 60 × :

1, cristale mari slab poikiloblastice de pirită (alb); *2*, galenă (alb-cenușiu); *3*, blendă (cenușiu-închis); se văd conturele tipic rotunjite la contactul cu galena; *4*, cuarț (negru).

Fig. 23. — Minereu masiv de pirită cu blendă și galenă, slif., 60 × :

1, cristale mari, porifroblastice de pirită (alb); *2*, galenă (alb-cenușiu); *3*, blendă (cenușiu-închis); *4*, cuarț (negru).

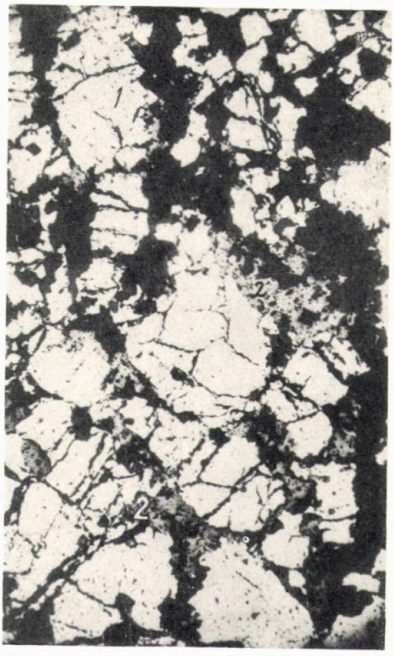


Fig. 20

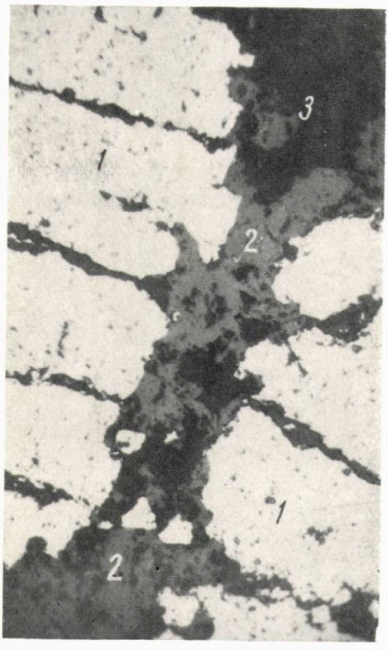


Fig. 21

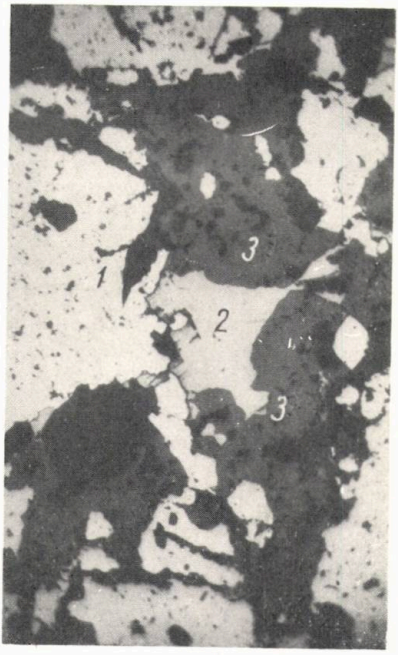


Fig. 22

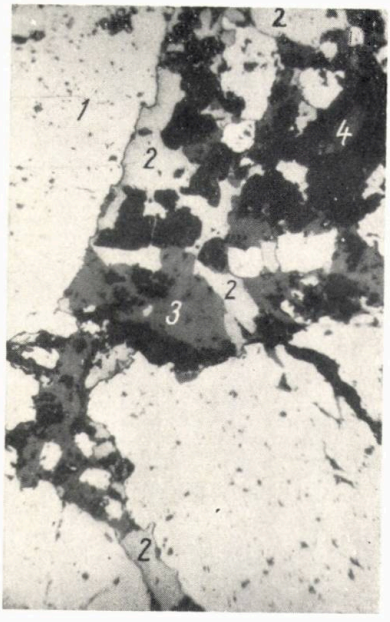


Fig. 23

aceleiași soluții silicioase cu sulfuri, care în timp prezintă o diferențiere lentă spre soluții mai silicioase și cu raportul Fe : Pb, Zn modificat în defavoarea fierului. Rubanarea, rezultată din alternanța benzilor cuarțitice cu cele de pirită, apare atunci ca o consecință a unei sedimentări diferențiale a constituentelor soluției hidrotermale ; sulfurile precipită mai repede decît silicea. Acestei interpretări îi vine în sprijin caracterul alcalin al mediului marin care favorizează solubilizarea silicei, însă trebuie avută în vedere și posibilitatea unei modificări favorabile a *p*H-ului apei marine în jurul zonei de aport de către înseși venirile hidrotermale. Acest lucru ar avea influențe și asupra precipitării carbonaților — proces care însoțea, de regulă, sedimentarea gelurilor de silice —, favorizată de creșterea alcalinității mediului.

Rubanarea ar apărea în consecință ca rezultat al unei sedimentări ritmice, determinată de intensitatea variabilă și stagnarea temporară a aportului. Fiecare ritm are în bază un strătuleț de pirită cu sulfuri de Zn și Pb, asociate adesea cu apatit, și în partea superioară un strătuleț de cuarțit (metagel) sau cuarțit carbonatic sărac în sulfuri. Sporirea intensității sau reluarea aportului corespunde strătulețelor de pirită, în timp ce în perioadele de stagnare sau de aport slab se sedimentează gelurile silicioase, asociate uneori cu mîlul carbonatic și cu cantități subordonate de sulfuri.

În concluzie rezultă încadrarea zăcămîntului de la Boița—Hațeg în grupa zăcămintelor vulcanogen-sedimentogene metamorfozate regional. În literatură s-a încetățenit, datorită lui H. Schneiderhöhn (16), denumirea de acumulări „exhalativ-sedimentogene" pentru acest tip genetic de zăcăminte. Cercetările din ultima vreme, și în special cele ale lui H. Harder (4) cu privire la geneza zăcămintelor de fier din această grupă, demonstrează însă, cu argumente din ce în ce mai convingătoare, că aportul submarin trebuie să fi avut loc sub formă de soluții și nu de exhalații gazoase, cum era conceput de școala lui H. Schneiderhöhn. De aceea utilizăm pentru denumirea acestei grupe de zăcăminte, care în ultimul timp devine din ce în ce mai cuprinzătoare, termenul de vulcanogen-sedimentogen, mai adecvat și cu un caracter de generalitate mai pronunțat.

ÎNCADRAREA METALOGENETICĂ A ZĂCĂMÎNTULUI DE LA BOIȚA—HAȚEG

În aprecierile genetice asupra zăcămintelor se impune din ce în ce mai mult, ca și în cazul studiului rocilor magmatice, metamorfice sau sedimentare, stabilirea unei legături genetice față de marile procese de evoluție geologică, geomagmatică și de metalogeneza specifică de care sînt însoțite aceste procese — încadrarea metalogenetică a zăcămintelor.

Rezolvarea definitivă a acestei probleme pentru zăcămîntul de la Boița va putea fi obținută numai pe baza comparării poziției stratigrafice pe care o ocupă zăcămîntul în stiva formațiunilor cristaline din țară. Cunoașterea poziției ocupate în mezozona Poienii Rusce[9] nu poate fi de

[9] P. Zimmermann, V. Zimmermann și A. Andrei, *op. cit.*, p. 369.

folos cît timp lipsesc criteriile de corelare față de orizontările existente în Carpații Orientali și în epizona Poienii Rusce, unități în care apar zăcăminte comparabile.

Dacă în lipsa acestui criteriu capital plecăm de la premisa că stiva cristalinului din mezozona Poienii Rusce, epizona aceluiași masiv și cristalinul Carpaților Orientali reprezintă succesiuni stratigrafice paralelizabile, fapt pentru care pledează unele date (evoluția similară a magmatismului inițial și a metalogenezei din epizona Poienii Rusce și Carpații Orientali, existența unui complex cu zăcăminte de fier vulcanogen sedimentare în epizona și mezozona Masivului Poiana Ruscă) (9), (10), (11), care însă nu pot fi considerate drept hotărîtoare, ele admițînd doar presupunerea unei vîrste apropiate, se pot aduce următoarele argumente pentru încadrarea metalogenetică a zăcămîntului de la Boița într-una din cele două subprovincii metalogenetice ale magmatismului inițial (9), (10) din stiva presupusă unitară a cristalinului unităților amintite :

1. Singurul argument care vine în favoarea încadrării în subprovincia magmatismului inițial acid (9), (10) constă în compoziția mineralogică, petrografică și forma de zăcămînt foarte asemănătoare față de zăcămintele vulcanogen-sedimentogene ale acestei subprovincii.

2. Pentru atașarea la subprovincia magmatismului inițial bazic pot fi aduse mai multe argumente :

a) ambianța petrografică în care apare zăcămîntul : roci verzi tufogene și dolomite, lipsa rocilor porfiroide acide și a metatufurilor acide în complexul în care apare zăcămîntul [10]. Șisturi verzi și dolomite apar și lîngă zăcămintele din Carpații Orientali, însă mereu asociate cu metatufuri acide ;

b) variații de facies de la roci carbonatice ferifere la roci piritoase cuarțitice, uneori slab carbonatice, ele au fost întîlnite cu dezvoltări locale în zăcămîntul de la Teliuc ;

c) compoziția mineralogică, care deși la prima vedere foarte deosebită, prezintă unele afinități față de cea a zăcămintelor din epizona Poienii Rusce. Astfel sulfuri ale elementelor sulfofile apar în cantități mai mici și în minereul carbonatic sau oxidic (tabelul nr. 4). În cariera de la Teliuc,

Tabelul nr. 4

Domeniile de variație ale conținuturilor în elemente sulfofile din zăcămintele de fier ale epizonei Poienii Rusce și din zăcămîntul de pirită de la Boița

Minereu / Element	Sulfuri		Carbonați			Oxizi
	Boița		Teliuc — Ghelar	Vadul Dobrii	Ruschița	Tot masivul
	limite	media				
Zn	urme — 7,3	1 — 3	n.d.	urme — 0,50	n.d.	urme — 0,24
Pb	urme — 1,7	0,2 — 1	urme — 1,00	urme — 0,87	n.d.	urme — 0,50
Cu	0 — 1,0	0,1 — 1	urme — 0,05	urme — 0,19	urme — 0,4	urme — 0,14
Co	—	—	—	0 — 0,11	—	0 — 0,15

[10] *P. Zimmermann, V. Zimmermann* și *A. Andrei*. Op. cit., p. 379.

de exemplu, au fost descrise și siderite și ankerite cu galenă (8). Apatitul, atît de caracteristic minereului de la Boița, a fost întîlnit frecvent sub formă identică de prezentare în zăcămîntul din Dealul Boul de la Ruschița ;

d) drept o caracteristică geochimică comună se poate aminti prezența Ba și conținutul scăzut de Ti.

În concluzie, pornind de la premisa enunțată mai sus, argumentele pentru încadrarea zăcămîntului de pirită de la Boița în subprovincia metalogenetică a magmatismului inițial bazic par a fi mai convingătoare.

În evoluția metalogenezei geosinclinale premetamorfice a masivelor cristaline amintite, subprovincia metalogenetică a magmatismului bazic inițial (9) trebuie concepută drept corespunzătoare unei prime etape de dezvoltare a magmatismului și metalogenezei, urmată de o a doua etapă corespunzătoare apariției magmatismului acid. Deși în zona de tranziție produsele petrografice ale celor două faze de magmatism se întrepătrund, nivelele cu dezvoltarea maximă a acestora — deosebite în timp și spațiu — pot fi ușor separate pe baza orizontărilor stratigrafice. Situarea în stiva cristalinului la nivele stratigrafice diferite atrage după sine și posibilitatea delimitării spațiale a zonelor de aflorare a produselor celor două etape metalogenetice, fapt ce îndreptățește separarea a două subprovincii în cadrul provinciei metalogenetice a magmatismului geosinclinal premetamorfic.

În accepția apartenenței la subprovincia metalogenetică a magmatismului inițial bazic, acumularea de pirită de la Boița ar reprezenta o variație de facies în cadrul zăcămintelor de fier vulcanogen-sedimentare din Poiana Ruscă (9). Conținutul relativ mai ridicat în elemente sulfofile s-ar explica prin deosebita lor afinitate geochimică față de acest facies.

Pentru a sublinia deosebirea față de zăcămintele de sulfuri complexe asemănătoare din Carpații Orientali, pentru zăcămîntul de la Boița am utilizat denumirea de „zăcămînt de pirită" care de altfel concordă și cu obiectivul exploatărilor de la Boița.

BIBLIOGRAFIE

1. Ahrens L. H., *The longnormal distribution of the elements. 1. A fundamental law of geochemistry*, Geochim. et Cosmoc. Acta, 1954, f. *5*, p. 49—73.
2. Brana V., *Zăcămintele metalifere ale subsolului românesc*, Edit. științifică, București, 1958.
3. Carstens C. W., *Über den Co-Ni-Gehalt norwegischer Schwefelkiesvorkommen*, Kgl. Norske Vindeskab. Selskabs Forh., 1943, **15**, *43*, p. 165.
4. Harder H., *Können Eisensäuerlinge die Genese der Lahn-Dill-Erze erklären?* Beitr. z. Min. u. Petr., 1964, **9**, *5*, p. 389—422.
5. Ionescu Fl., Kräutner H. și Mureșan M., *Contribuțiuni la cunoașterea fundamentului cristalin din Bazinul Streiului pe baza noilor date geofizice și geologice*, Asoc. geol. carpato-balc., Congr. V, București, 1961, Com. științif., secția I, Mineral,, 1963, **II**, p. 56—85.
6. Kräutner H., Kräutner Fl., *Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscă. I. Elementele majore. II. Elementele minore*, St. și cerc. de geol., 1962, **VII**, *1*, p. 141—179; **VII**, *2*, p. 369—379.

7. KRÄUTNER H., *Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelul Mic (Poiana Ruscă)*, Asoc. geol. carpato-balc., Congr. V, Bucureşti, 1961, Com. ştiinţif., secţia I. Mineral., **II**, p. 97—114.
8. — *Zăcămintele de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscă*, D. d. seamă a Com. geol., 1964, **XLIX**, *1*, p. 345—360.
9. — *Privire generală asupra metalogenezei din masivul Poiana Ruscă*, St. şi cerc. de geol.-geof.-geogr. seria geologie, 1963, p. **9**, *1*, p. 101—123.
10. — *Consideraţiuni genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali*, St. şi cerc. de geol.-geof.-geogr., seria geologie, 1965, **10**, *1*.
11. MUREŞAN M., *Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de NV a masivului Poiana Ruscă*, D.s. Com. geol., 1965, **L**, *2*.
12. PAVELESCU L., *Etude géologique et pétrographique de la partie centrale et de SE des Monts Poiana Ruscă*, An. Com. geol., 1959 **XXVI—XXVIII** (Résumés), p. 193.
13. PAVELESCU L., MAIER O., KRÄUTNER H., MUREŞAN M. şi KRÄUTNER FL., *Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din reg. Ruschiţa*, An. Com. geol., 1964, **XXXIV**, *1*, p. 115—147.
14. RAMDOHR P., *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Akad. Verlag, Berlin, 1960.
15. RANKAMA K. şi SAHAMA TH. G., *Geochemistry*, Chicago, 1949.
16. SCHNEIDERHÖHN H., *Erzlagerstätten*, Jena, 1962.

Institutul geologic al Comitetului geologic

Primit în redacţie la 16 februarie 1965

OBSERVAȚII PETROGRAFICE, MICROTECTONICE ȘI STRUCTURALE PETROLOGICE ÎN REGIUNEA VĂII ILBEI (MUNȚII GUTÎI)

DE

AMALIA SZŐKE

55(05)

Bazat pe rezultatele obținute prin metode statistice și studii petrografice, se determină forma de zăcămînt a unor *dyke*-uri și curgeri de lave. Se atrage atenția asupra unor zone afectate tectonic și alterate hidrotermal în cadrul andezitelor cu piroxeni (bazaltoide) postpanoniene, despre care pînă acum s-a considerat că s-au pus în loc după încetarea manifestării acestor fenomene în regiunea Baia Mare.

Lucrarea de față se referă la rezultatele cercetărilor noastre executate în 1962 în partea de vest a Munților Gutîi (regiunea Baia Mare), în zona cuprinsă între localitățile Seini, Ilba și Handalul Ilbei [1]. Ea face parte din seria de lucrări executate de noi în ultimii ani cu scopul de a lămuri structura unor corpuri eruptive din cadrul lanțului vulcanic neogen din țara noastră (14), (15), (16), (17), (18).

În regiunea menționată, cercetările noastre s-au îndreptat către rezolvarea unor probleme tectonice de amănunt și petrologice structurale, mai ales cu privire la andezitele piroxenice bazaltoide, care predomină ca extindere în perimetrul studiat și sînt favorabile pentru cercetări de acest fel.

La alcătuirea regiunii mai participă andezite propilitizate, denumite de cercetătorii anteriori ai regiunii „andezite de tip Seini", care apar în

---

[1] Amalia Szőke, *Raport asupra cercetărilor structurale petrologice executate în anul 1962 în regiunea văii Ilbei și împrejurimi*. Arh. Inst. de geol. și geogr. al Acad. R.P.R., București, 1963.

partea de nord-est a văii Ilbei. În împrejurimile comunei Ilba mai apar depozite sedimentare de vîrstă panoniană.

Andezitele piroxenice bazaltoide au fost descrise şi de D. Rădulescu (12). Noi vom releva unele aspecte constatate în plus faţă de descrierea făcută de acest autor şi vom atrage atenţia asupra unor variaţii structurale distinse în cadrul acestor grupe de roci care nu au fost puse în evidenţă de cercetătorii anteriori.

În observare macroscopică, andezitele piroxenice bazaltoide se recunosc uşor după culoare, care variază de la negru de smoală (cariera Ilba) pînă la diverse nuanţe de cenuşiu (valea Săbişei). Contrar celor susţinute pînă în prezent, şi aceste roci prezintă fenomene de transformări hidrotermale, în care caz ele îşi schimbă culoarea, devenind albe, albe-cenuşii (cariera Seini, la vest de valea Hotarului).

În privinţa cristalinităţii, ele variază de la pasta sticloasă (cariera Ilba) pînă la holocristalină (valea Săbişei), ceea ce se reflectă de obicei şi în culoarea rocii. Varietăţile cu masa fundamentală holocristalină au totdeauna culoare mai deschisă decît cele cu pastă sticloasă datorită abundenţei microlitelor de plagioclazi.

În cadrul acestor roci am deosebit următoarele varietăţi structurale :

a. Andezite piroxenice bazaltoide cu pasta sticloasă. Sînt răspîndite în carierele situate la vest de comuna Ilba şi în valea Ilbei. La microscop prezintă structură porfirică şi textură masivă, uşor fluidală (pl. I, fig. 6) Masa fundamentală hialopilitică este alcătuită preponderent dintr-o sticlă de culoare neagră, în care sînt prinse microlite de plagioclazi, foarte mărunte. Fenocristalele de plagioclazi nu prezintă fenomene de transformare, în schimb sînt puternic cataclazate. Sînt maclate polisintetic, cel mai frecvent după legea Albitului. Adesea posedă conture corodate. Conţinutul în anortit variază între 42 şi 68 %.

Structurile zonare sînt caracterizate printr-un număr relativ redus de zone, adesea complet lipsite de recurenţe, la care procentul de An descreşte continuu de la un nucleu bazic la zone marginale mai acide (fig. 1). Alteori structurile zonare prezintă un număr redus de recurenţe, în care caz conţinutul în An scade de la un nucleu bazic relativ gros, la zone marginale subţiri, mai acide, compoziţia revenind de cîteva ori la aceea a nucleului (fig. 2).

Mineralele melanocrate, larg dezvoltate, sînt reprezentate prin hipersten şi augit. Sînt proaspeţi, dar, ca şi feldspaţii, prezintă fenomene de cataclazare. Hiperstenul apare în cristale prismatice alungite, foarte frecvent puternic corodate şi completate cu o margine de augit (pl. I, fig. 7). Fenocristalele de hipersten conţin adesea incluziuni de plagioclazi maclaţi.

Augitul apare şi independent de hipersten. Formează fenocristale cu habitus scurt prismatic, aproape izometric, de obicei maclat polisintetic după faţa (100). Roca este impregnată cu cristale idiomorfe de pirită.

În ascensiunea sa, magma a înglobat mici fragmente din roca sedimentară înconjurătoare, care au fost apoi complet retopite și răcite brusc, încît la consolidare au dat naștere la o sticlă amorfă, de culoare verde, avînd con-

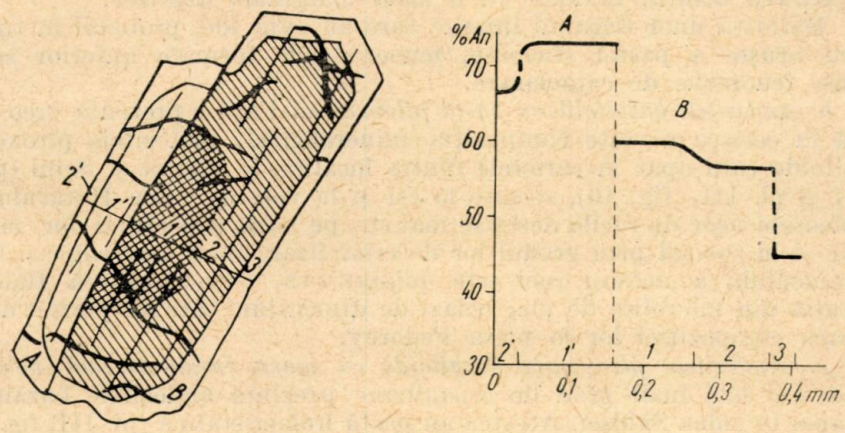


Fig. 1. — Diagrama de variație a procentului de An la un fenocristal de plagioclaz din andezitul piroxenic bazaltoid din cariera de la Ilba.

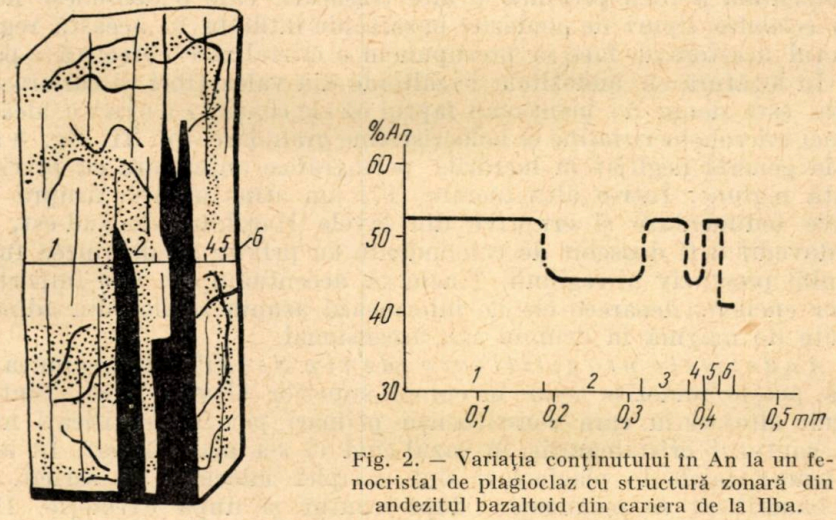


Fig. 2. — Variația conținutului în An la un fenocristal de plagioclaz cu structură zonară din andezitul bazaltoid din cariera de la Ilba.

ture rotunjite și dimensiuni microscopice. În unele din ele se observă separații concentrice, care amintesc de cele cunoscute în perlite. La altele se constată un început de recristalizare, caracterizată prin dispoziția radiară a unor cristale aciculare, de dimensiuni care nu permit determinarea lor.

În timpul consolidării sale, această rocă a suferit fenomene de redizolvare destul de accentuate, datorate dezechilibrului provocat de unele schimbări survenite în chimismul lor. Tendința de restabilire a echilibrului s-a

concretizat prin corodarea puternică a plagioclazilor formați anterior, prin completarea acestora cu o zonă marginală de compoziție diferită de aceea a nucleului său, prin corodarea hiperstenului și, în sfîrșit, prin completarea acestui mineral cu o zonă marginală augitică.

Datorită unor tensiuni interne care au avut loc, probabil în timpul răcirii bruște a pastei sticloase, fenocristalele formate anterior suferă intense fenomene de cataclazare.

b. Andezitele bazaltoide cu pastă pilotaxitică. Fără a prezenta vreo diferență în ceea ce privește compoziția mineralogică, andezitele piroxenice bazaltoide care apar în carierele dintre localitățile Săbișa și Seini (pl. I, fig. 7 și pl. III, fig. 10), situate la est și la vest de valea Hotarului, se pot deosebi ușor de rocile descrise mai sus pe baza aspectului lor microscopic și în special prin gradul lor de cristalizare mult mai ridicat. Masa fundamentală a acestor roci este pilotaxitică, avînd textură fluidală, alcătuită din microlite de plagioclazi de dimensiuni care nu permit determinarea compoziției lor la masa Fedorov.

c. Andezitele piroxenice bazaltoide cu masa fundamentală holocristalină. Cel mai înalt grad de cristalizare prezintă andezitele bazaltoide care apar în valea Săbișei. Acestea au pastă holocristalină (pl. III, fig. 11), cu textură fluidală mai puțin evidentă decît rocile precedente. Dimensiunea microlitelor este de asemenea mai mare. Afară de aceasta, masa fundamentală a rocii prezintă și alte trăsături, care o deosebesc net de toate celelalte tipuri de andezite bazaltoide întîlnite în această regiune. Aspectul acestora ne face să presupunem o cristalizare eutectică a pastei.

În legătură cu andezitele bazaltoide din valea Ilbei și cariera de la Săbișa, este demn de menționat faptul că ele conțin enclave alcătuite din roci microholocristaline și holocristaline granulare (pl. II, fig. 8 și 9), fapt în general neglijat în lucrările petrografice anterioare cu privire la această regiune. Într-o altă lucrare (17) am atras atenția asupra unor enclave sedimentare și eruptive din lavele Harghitei de sud-est, care s-au dovedit a fi deosebit de concludente cu privire la alcătuirea fundamentului preefuziv al regiunii. Ținem să accentuăm din nou importanța acestor enclave, deoarece ele ne informează asupra rocilor din adîncime întîlnite de magmă în drumul său ascensional.

Andezitele propilitizate „de tip Seini". În regiunea cercetată, aceste andezite apar în cursul superior al văii Ilbei. Sînt roci puternic alterate în care constituenții primari pot fi identificați numai după conturul cristalografic, în cazul cînd el s-a mai păstrat. În aceste roci, fenocristalele de plagioclazi sînt complet înlocuite cu sericit. Biotitul baueritizat se recunoaște după contur și după extincție. Hornblenda este complet transformată în clorit, dar adesea își păstrează conturul cristalografic caracteristic. Roca este puternic silicifiată, în special aglomeratele acestora, datorită căreia primește o duritate mare și culoare albă, albă-cenușie. În aceste condiții, roca propilitizată nu poate fi supusă studiilor structurale petrologice.

Studiul tectonicii de amănunt s-a executat pe baza a peste 700 de date de măsurători de teren referitoare la crăpăturile naturale. Pentru

analizele structurale petrologice s-au utilizat eșantioane orientate, din care s-au confecționat secțiuni subțiri, orientate. La microscop, cu ajutorul măsuței universale Fedorov, am determinat peste 2 000 de orientări de plagioclazi.

Intenționat am neglijat pe schițele alăturate unele detalii de teren binecunoscute din hărțile cercetătorilor anteriori, pentru a pune și mai bine în evidență aspectele structurale determinate prin metodele utilizate (fig. 16 și 17).

Pentru andezitele piroxenice bazaltoide sînt deosebit de caracteristice separațiile de diverse tipuri (valea Ilbei, carierele de la Săbișa și Seini) și mai puțin frecvente separațiile în bancuri (valea Ilbei, valea Săbișei).

În cariera situată la vest de comuna Ilba, separațiile în coloane divergente, aranjate în snopi, au orientări deosebit de variate (pl. IV, fig. 12). Grosimea coloanelor variază de asemenea între limite largi. În partea de sud-est a carierei, ele ating diametrul de 50—70 cm (pl. V, fig. 13), iar în partea de nord-est (pl. IV, fig. 12) ele devin din ce în ce mai subțiri, ajungînd la 10—20 cm. Crăpăturile M_1 și M_2, care au determinat formarea fețelor de prismă ale coloanelor, au suprafețe netede, bine accentuate, în timp ce crăpăturile M_3, care corespund cu fața bazală a coloanelor, reprezintă suprafețe neregulate. Azi cariera nu se exploatează, încît sub acțiunea apelor de suprafață are loc aici un intens proces de alterare superficială, mai ales în direcția crăpăturilor M_1 și M_2, care se concretizează prin formarea mineralelor argiloase de culoare galbenă (probabil nontronit) sau prin formarea unui gel limonitic. Efectele unor slabe procese hidrotermale se manifestă prin depunere de opal și de calcit de-a lungul crăpăturilor rocii.

Formarea pseudoaglomeratelor de asemenea este intensă în această carieră. În partea superioară a carierei se poate observa primul stadiu, iar în capătul de nord-vest cel mai avansat stadiu de formare a pseudoaglomeratelor. În acest din urmă caz, ele iau aspectul unor tufuri bine sortate și stratificate. La o observare atentă însă se poate constata că „stratificația" pseudotufului coincide perfect cu separația bazală a coloanelor din imediata vecinătate a lor, deci și cu planul de curgere a topiturii.

Din corelarea diagramelor structurale pentru poziția principalelor sisteme de crăpături naturale cu diagramele pentru orientarea preferențială a fenocristalelor de plagioclazi (dimensiunea foarte redusă a microlitelor nu a permis determinarea acestora) rezultă că planul de curgere *a-b* nu coincide în toate cazurile cu planul de separație M_3 a coloanelor. Orientarea capricioasă a coloanelor ne sugerează ideea unei consolidări în condiții de răcire ale unui *dyke*, unde răcirea laterală, datorată acțiunii de răcire a planelor de contact, a jucat un rol deosebit de important. În literatură se atribuie o mare importanță (4), (8) poziției în *dyke* a izotermelor în timpul consolidării sale. Separația columnară se orientează totdeauna perpendicular pe izoterme. În cazul *dyke*-ului studiat, distribuția izotermelor a fost, probabil, deosebit de capricioasă. Pornind de la ideea conform căreia coloanele se orientează totdeauna perpendicular pe suprafața de răcire, se poate considera că peretele acestui *dyke* a arătat

neregularităţi locale destul de importante. Credem însă că orientarea crăpăturilor endokinetice este influenţată într-o anumită măsură şi de mişcările topiturii în timpul consolidării sale, cînd se orientează şi mineralele constituente.

În cariera mică, situată la aproximativ 20 m sud-est de la cariera descrisă anterior, acelaşi tip de rocă se separă în bancuri relativ subţiri, avînd înclinare spre sud. Cariera fiind de mult părăsită, la suprafaţă roca este alterată şi, în consecinţă, diaclazele sînt mult mai puţin evidente. În zonele de alterare mai intensă se formează minerale argiloase (nontronit) şi limonită. Separaţia în bancuri coincide cu planul de curgere al lavei (fig. 16 şi 17).

În această carieră se poate observa contactul dintre andezitul piroxenic bazaltoid şi depozitele sedimentare panoniene. Contactul dintre aceste roci şi andezitul bazaltoid are poziţie foarte apropiată de ceea verticală (NNV—SSE, înclinare 75° SV), iar marnele panoniene cu care vin în contact arată o uşoară influenţă termică. În direcţia liniei de contact apare o brecie tectonică alcătuită din elemente eruptive şi sedimentare, ceea ce constituie încă un argument în favoarea constatării făcute anterior cu privire la forma de *dyke* al acestui corp andezitic.

Din roca de contact caustic metamorfozată, S. Seiceanu [2] citează forme de *Congeria czjzecki* Hoernes, *Congeria* sp. şi *Lymnocardium* sp., încît vîrsta postpanoniană a rocilor andezitice bazaltoide se consideră a fi dovedită. Poziţia stratelor de marne în apropierea contactului este N 18°V, cu înclinare de 66° spre SV.

În valea Ilbei, vizavi de cariera mare în exploatare (fig. 16 şi 17), andezitele bazaltoide apar cu aspecte ce amintesc curgerile de lave. Aici, în afara separaţiilor în bancuri (crăpăturile M_3), se mai constată prezenţa a două plane principale de diaclaze verticale, orientate N 60°V/90° şi N27°E/88°NV, care determină o separaţie cu aspect de coloane groase ce ating diametre de ordinul metrilor. Aceste crăpături, care pe diagrame sînt notate cu M_1 şi M_2 sînt traversate de un alt sistem de diaclaze tipice pentru lave, notate cu M_3, care determină separaţia rocii în plăci foarte subţiri. Andezitele bazaltoide din această carieră sînt identice cu roca din valea Ilbei, situată la nord de cariera descrisă mai sus. Aici diagramele pentru orientarea fenocristalelor şi a microlitelor de plagioclazi indică un plan de curgere cu o înclinare mai mare decît aceea constatată în cariera de la sud-vest de comuna Ilba.

Mai în amonte pe versantul drept al văii Ilbei, situată la est de Dealul Înalt, se află o carieră unde pe harta întocmită de D. Rădulescu (12) este figurat un *dyke* andezitic bazaltoid care străbate prin andezitele propilizate „de tip Seini". Analizele structurale au arătat însă că aici este vorba nu de un *dyke*, ci de o falie în direcţia căreia roca (andezitul bazaltoid) a suferit procese de alterare, devenind prin aceasta asemănătoare la prima vedere cu andezitele alterate „de tip Seini". Acest fapt constatat pe teren este confirmat şi de alura comună

[2] S. Seiceanu, *Raport asupra prospecţiunii geologice pentru hidrocarburi în regiunea Baia Mare-Seini*, Arh. Comit. geol., Bucureşti, 1955.

a diagramelor structurale referitoare atît la poziția diaclazelor, cît și la orientarea preferențială a fenocristalelor de feldspați. Ușoarele diferențe constatate la aceste diagrame sînt datorate mișcărilor tectonice ulterioare care au dus la formarea faliei. Sistemele de diaclaze care apar aici nu sînt de loc caracteristice pentru *dyke*-uri.

Observații structurale petrologice au mai fost executate de noi în încă două puncte, ambele situate în valea Ilbei. Un punct apare în aval de confluența cu pîrîul Colbu, iar celălalt la est de Vîrful Înalt. Aici menționăm că limita dintre andezitele bazaltoide și andezitele propilitizate de „tip Seini" se întinde mult la nord față de limita trasată pe hărțile anterioare (12), situîndu-se la circa 250 m sud de confluența văii Ilba cu valea Colbu. În acest punct, care reprezintă cea mai nordică ivire de andezite bazaltoide din valea Ilbei, aceste roci sînt transformate hidrotermal, ele primind o culoare cenușie, datorită căreia se pot ușor confunda cu andezitele alterate „de tip Seini". Prin observarea atentă a unor eșantioane relativ proaspete obținute din deschiderea menționată, se poate constata că această rocă are compoziție mineralogică și structură identică cu aceea a andezitelor bazaltoide. În același timp, ele diferă net de andezitele alterate „de tip Seini" care apar în amonte de acest punct, fapt care ne-a condus la convingerea că aici avem de-a face cu andezite piroxenice, bazaltoide [3].

Alterarea acestor roci se traduce prin înlocuirea treptată a piroxenilor prin bastit și clorit, precum și prin sericitizarea parțială a feldspaților. De asemenea se constată silicifierea și calcitizarea pastei inițial criptocristaline.

În amonte de această deschidere, pe valea Ilbei apar andezitele propilitizate „de tip Seini" și aglomeratele acestora. Datorită silicifierii intense, diaclazele acestora adesea sînt mascate. Totuși, în unele deschideri s-au putut executa măsurători și s-au putut construi diagrame structurale (fig. 16). Constituenții mineralogici primari fiind însă foarte alterați, nu s-a putut efectua măsurarea orientării la măsuța Fedorov.

În cadrul acestei lucrări am mai executat observații structurale petrologice și asupra andezitelor bazaltoide, care apar în carierele situate la est și vest de valea Hotarului, aflate între comunele Seini și Săbișa.

În cariera mare de la Seini (pl. VI, fig. 14) se exploatează andezite bazaltoide separate după cele trei sisteme de diaclaze principale. Am executat măsurători în trei nivele ale carierei (baza și două terase de exploatare). Ca poziție, cele trei sisteme de crăpături naturale sînt, în linii mari, constante pentru toate trei nivelele, însă ca frecvență se constată că în terasa superioară este mai accentuat sistemul M_3 (fig. 3), aceasta pierzînd din importanță în favoarea crăpăturilor M_1 și M_2 în măsura în care avansăm spre părțile inferioare ale carierei (fig. 4 și pl. VII, fig. 14).

Din diagramele structurale pentru orientarea preferențială a plagioclazilor (fenocristale + microlite) rezultă că planul de mișcare *a-b* coincide,

[3] Prin construirea șoselei asfaltate în valea Ilbei s-au deschis în ultimii ani noi cariere, care au permis efectuarea unor observații mai detaliate.

în linii generale, cu planul crăpăturilor naturale M_3. În andezitul bazaltoid care se exploatează în această carieră, habitusul tabular al cristalelor de feldspaţi iese în evidenţă şi din alura diagramelor structurale. După cum am menţionat şi cu altă ocazie (15), diagramele structurale care se referă la roci alcătuite din feldspaţi cu habitus tabular se caracterizează prin izolinii aproape concentrice, care înconjură un centru reprezentat de un punct maxim bine accentuat. Alura centurală apare, în schimb, cu atît mai evidentă, cu cît habitusul mineralelor se apropie de cea prismatică.

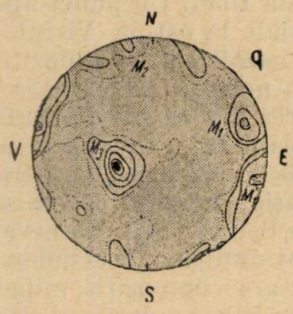


Fig. 3. — Diagrama generală a orientării crăpăturilor naturale din terasa superioară de exploatare a carierei de la Seini.

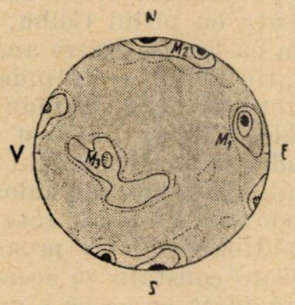


Fig. 4. — Diagrama generală a orientării diaclazelor din terasa medie de exploatare a carierei de la Seini.

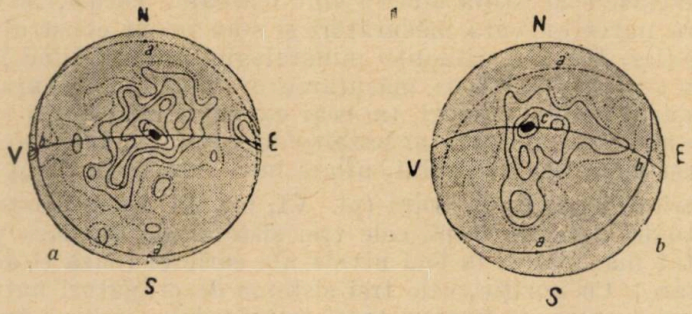


Fig. 5. — Diagramele structurale pentru orientarea preferenţială a fenocristalelor (*a*) şi microlitelor (*b*) de plagioclazi în andezitul bazaltoid din cariera de la Seini:
a–*b*–*c*, axe tectonice; *a*–*b* planul de mişcare; *c*–*b* planul centurii.

În cariera mare de la Seini s-au putut efectua observaţii şi cu privire la mişcările tectonice care au avut loc după completa consolidare a rocilor descrise anterior. În cuprinsul carierei se constată prezenţa a două sisteme de falii verticale, dirijate NE-SV şi NV-SE. De-a lungul acestora roca a suferit o intensă alterare argilitică, căpătînd culoare

albă, albă-gălbuie. Zonele de alterare determinate de prezența faliilor au în terasa superioară a carierei grosimi cuprinse între 30 și 70 cm, iar la nivelele inferioare ele pot atinge 1,5—2 m.

În cariera părăsită, situată pe versantul stîng al văii Hotarului (pl. VII, fig. 15), se observă separarea rocii în coloane, determinată de sistemele de crăpături M_1 și M_2. Ele sînt traversate de sistemul de crăpături M_3, reprezentate prin diaclaze orizontale care determină separarea în plăci foarte subțiri a rocii.

Considerăm că această alură a crăpăturilor naturale trebuie să fie foarte caracteristică părții superioare a curgerilor (sau pînzelor) de lave. Datorită răcirii bruște, pe suprafața lavei ajunse în contact cu aerul se formează o crustă subțire de lavă consolidată, care se desprinde de porțiunea de lavă aflată încă în stare fluidă. Sub aceasta se solidifică imediat un alt „strat", care, la rîndul lui, se desprinde și el. Acest mecanism, repetîndu-se la intervale mici (răcirea fiind bruscă), duce la apariția separațiilor în plăci foarte subțiri. Ele însă descresc ca frecvență în porțiunile mai profunde ale masei, deoarece, tocmai sub protecția crustei deja consolidate, procesul de răcire a lavei se încetinește treptat.

Concomitent cu cele expuse, datorită schimbării de volum provocate de schimbarea stării de agregare a materiei se nasc și tensiuni tangențiale care duc la formarea crăpăturilor endochinetice verticale, adică orientate perpendicular pe suprafața de răcire, deci și pe poziția în acel moment a izotermelor din topitură.

Aceste sisteme de crăpături verticale, afectînd toată masa de topitură aflată în momentul său de consolidare, de obicei sînt mai profunde, permițînd mai tîrziu soluțiilor ascensionale (postmagmatice) o circulație liberă. Astfel, pereții acestor crăpături adesea sînt tapisați cu minerale care se formează la temperaturi joase (ex. calcit sau zeoliți), în timp ce crăpăturile cvasi-orizontale; deși ca vîrstă corespund cu cele verticale, sînt totdeauna lipsite de asemenea minerale tardive.

După cum rezultă din cele două diagrame (pl. VII, fig. 15, pct. 2 și 3), care arată orientarea preferențială a fenocristalelor, respectiv a microlitelor de plagioclazi, planul de mișcare *a-b* coincide perfect cu planul de separație M_3, adică cu separația în plăci subțiri, orizontale. Din modul de orientare a feldspaților rezultă o direcție de curgere nord-sud pentru lavele din această carieră.

După sistemul de crăpături orizontale M_3 s-au produs mai tîrziu o serie de decroșări (pl. VII, fig. 15).

CONCLUZII

Concluziile la care ne-au condus cercetările executate în regiunea situată între localitățile Seini și Ilba se pot rezuma astfel :

S-au pus în evidență mai multe varietăți structurale în cadrul rocilor andezitice bazaltoide din această regiune, făcîndu-se unele considerații cu privire la modul de formare a acestora.

Pe plan cartografic s-a modificat limita dintre andezitele bazaltoide și andezitele vechi „de tip Seini" din valea Ilbei, arătîndu-se totodată existența unor varietăți alterate hidrotermal ale andezitelor piroxenice

bazaltoide. De asemenea se atrage atenţia şi asupra unor zone de intensă alterare hidrotermală a acestor roci, despre care se menţionează în lucrările anterioare că sînt totdeauna proaspete, ele fiind emise la suprafaţă după încetarea în această regiune a proceselor metalogenetice. Zonele de transformări hidrotermale menţionate de noi sînt plasate de-a lungul unor linii tectonice dirijate NV-SE şi NE-SV, fiind astfel în concordanţă cu tectonica majoră a regiunii.

Tectonica de amănunt a regiunii cercetate, corelată cu datele de analiză structurală petrologică, se pune în evidenţă printr-o serie de schiţe şi profile de cariere. Prin corelarea acestor date s-a ajuns la determinarea formelor de zăcămînt a unor curgeri de lave şi *dyke*-uri, în unele cazuri putîndu-se formula totodată şi unele constatări structurale de ordin general în ceea ce priveşte mecanismul de punere în loc a corpului respectiv, precum şi asupra modului de formare a crăpăturilor naturale.

BIBLIOGRAFIE

1. Dżułyński St., *On the geological form of the porphiry in the vicinity of Zalas (Cracow region)* Inst. Geol. Bul., Polska, 1955, **97**.
2. Giuşcă D., *Evoluţia vulcanismului în regiunea Baia Mare*, Asoc. carpato-balc., Congr., Kiev, 1958.
3. Goodspeed G. E., *Dilation and replacement dikes*, Journ. of Geology, 1940, **XLVIII**.
4. Hunt Ch. B., *A suggested explanation of the curvature of columnar joints in volcanic necks*, Amer. Journ. of Science, 1938, **XXXVI** *236*.
5. Ianovici V. şi colab., *Privire generală asupra geologiei regiunii Baia Mare*, Asoc. carpato-balc., Ghidul exc. Congr. V, 1961.
6. Iorgulescu T., *Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare*, D.d.s. Com. geol., Bucureşti, 1955, **LXIX** (1951—1952).
7. Jaskó S., *Geology of the basin of Nagybánya*, Jahresb. ung. Geol. Anst., 1941—1942, Budapesta, 1955, **II**.
8. Kozłowski St., *Thermal joints in dikes*, Annales de la Société Géol. de Pologne, Kracovia, 1960, **XXX**, *1*.
9. Pálfy M., *Die geologischen Verhältnisse des Nagybányaer Bergrevieres*, Jahresb. d. kgl. ung. geol. R. A., 1941, Budapesta, 1915.
10. Pálfy M., *Geologische Verhältnisse von Ilobabánya, Misszbánya und Láposbánya*, Jahresb. d. kgl. ung. Geol. R. A., 1916, Budapesta, 1918.
11. Paucă M., *Sedimentarul din regiunea eruptivă de la nord şi est de Baia Mare*, D.d.s. Comit. geol., Bucureşti, 1955, **XXXIX** (1951—1952).
12. Rădulescu D., *Studiul petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru (Baia Mare)*, An. Com. geol., 1958, **XXXI**.
13. Szellemy G., *Die Erzlagerstetten des Vihorlat-Gutin Gebirge*, Montangeol. Congr. Millen., Budapesta, 1896.
14. Szöke A., *Studii structurale petrologice în masivul subvulcanic Toroiaga (Carpaţii Orientali)*, St., şi cerc. de geol., 1962, **VII**, *3—4*.
15. — *Cercetări petrografice şi de analiză structurală petrologică în valea Firizei (Baia Mare)*, St. şi cerc. de geol. 1963, **VIII**, *1*.
16. — *Consideraţii asupra mişcării magmei în neckul de la Racul-Ciuc*, St. şi cerc. de geol.-geof.-geogr., seria geol., 1964, *1*.
17. — *Enclavele eruptive şi sedimentare din lavele Harghitei de SE şi importanţa lor geologică*, St. şi cerc. de geol.-geof.-geogr., seria geol., 1964, *1*.
18. — *Cercetări petrografice şi structurale petrologice în valea Chiuzbaia şi împrejurimi (Baia Mare)*, în acest volum, p. 413—421.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
Primit în redacţie în iulie 1964

Fig. 6. — Fenocristalele de hipersten bastilizate (*h*) și augite proaspete (*a*), maclate polisintetic, în andezitul piroxenic bazaltoid din valea Ilbei ; nicoli + ; 30 ×.

Fig. 7. — Cristal de hipersten (*h*) corodat și completat cu o zonă marginală de augit (*a*) în andezitul bazaltoid din cariera de la Săbișa ; nicoli + ; 30 ×.

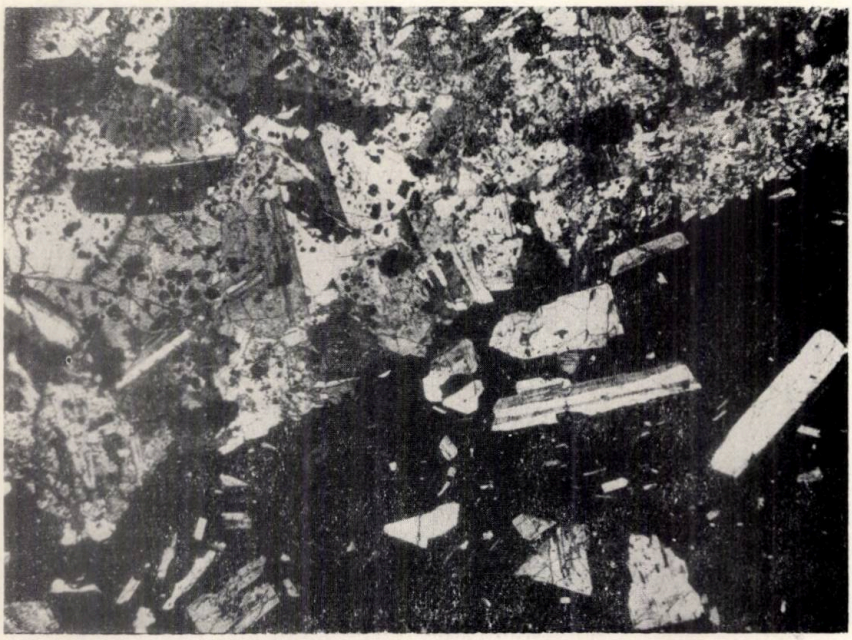


Fig. 8. — Contactul dintre o enclavă de rocă holocristalină și andezitul bazaltoid din valea Ilbei ; nicoli + ; 30 ×.

Fig. 9. — Enclavă cu structură holocristalină în andezitul bazaltoid din valea Săbișei ; nicoli + ; 30 ×.

Fig. 10. — Structura andezitului piroxenic bazaltoid din cariera mare de la Seini ; nicoli + ; 30 ×.

Fig. 11. — Structura andezitului bazaltoid din valea Săbișei (varietatea cu cristalinitatea cea mai ridicată) ; nicoli + ; 30 ×.

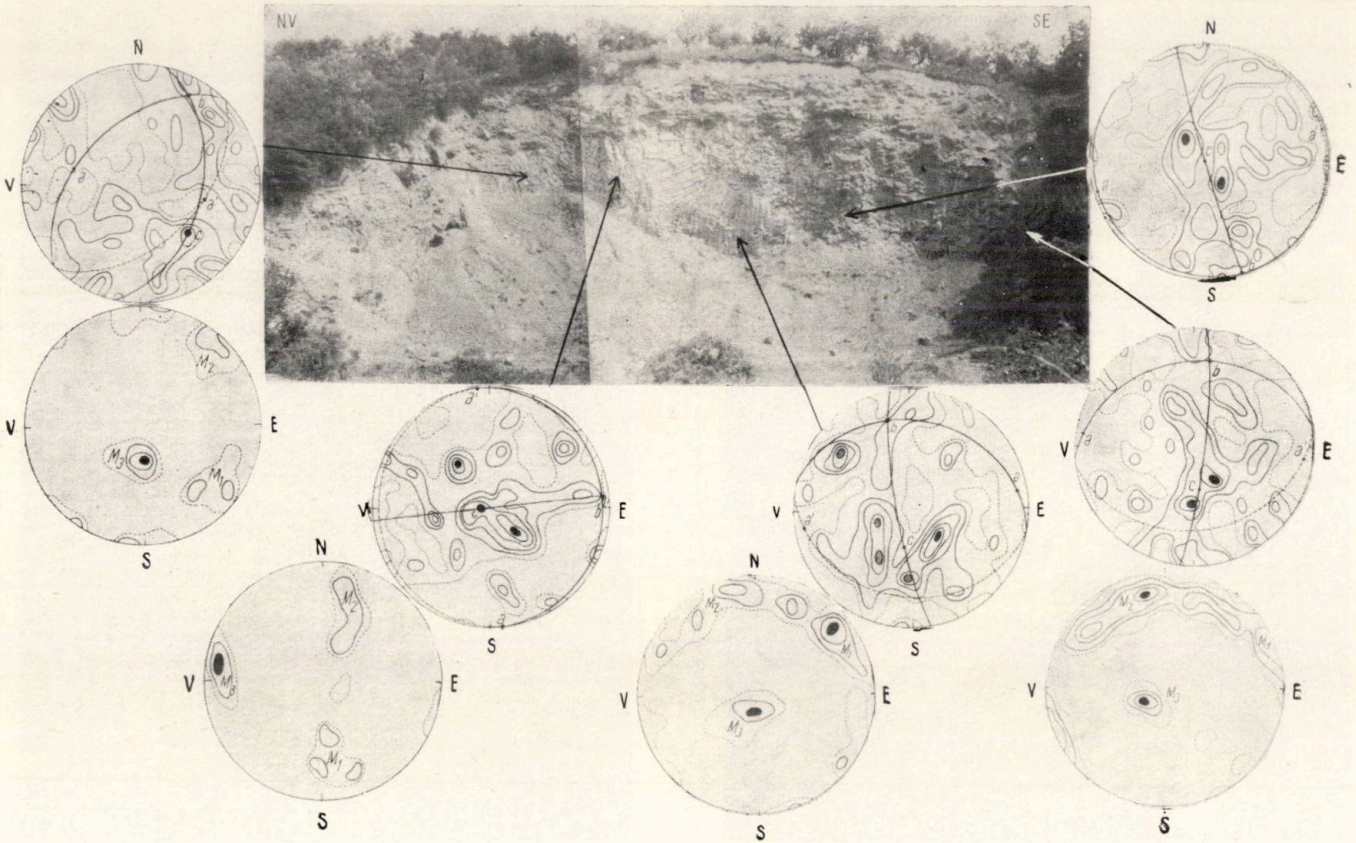


Fig. 12. — Separația în coloane divergente a andezitelor bazaltoide din cariera situată la vest de comuna Ilba :

$a-b-c$, axe tectonice ; $a-b$, planul de mișcare ; $b-c$, planul centurii determinate de orientarea în spațiu al planelor cristalografice (010) la feldspați $a-a'$, direcția de mișcare ; M_1, M_2 și M_3, sisteme principale de diaclaze (M_1 și M_2, fețe de prismă ; M_3, fețe bazale ale coloanelor).

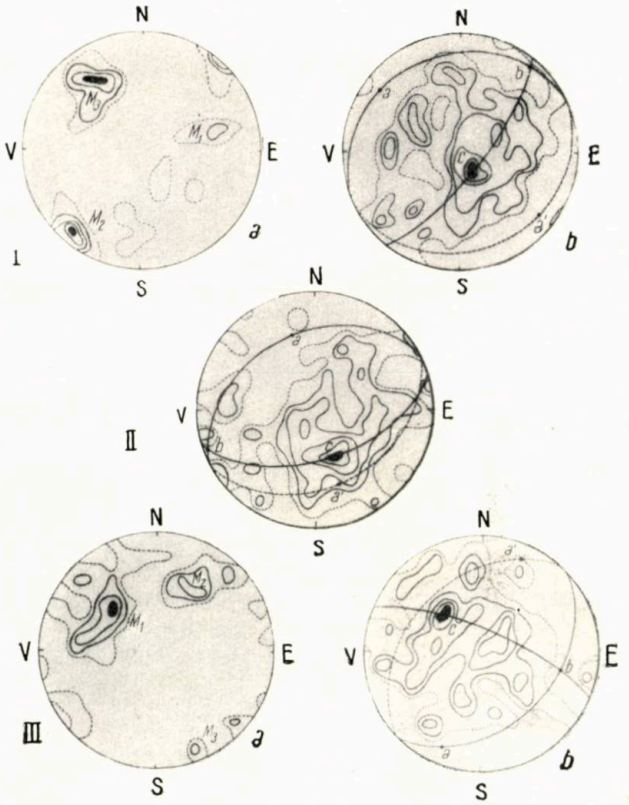


Fig. 13. — Detaliu în partea de sud-est a carierei Ilba, unde andezitele piroxenice bazaltoide prezintă separație columnară divergentă cu aspect de snopi :

M_1, M_2 și M_3 principalele sisteme de diaclaze naturale ; $a-b-c$, axe tectonice ; I/a și III/a, diagramele structurale ale crăpăturilor naturale ; I/b, II și III/b, diagramele structurale ale orientării preferențiale ale fenocristalelor de plagioclazi.

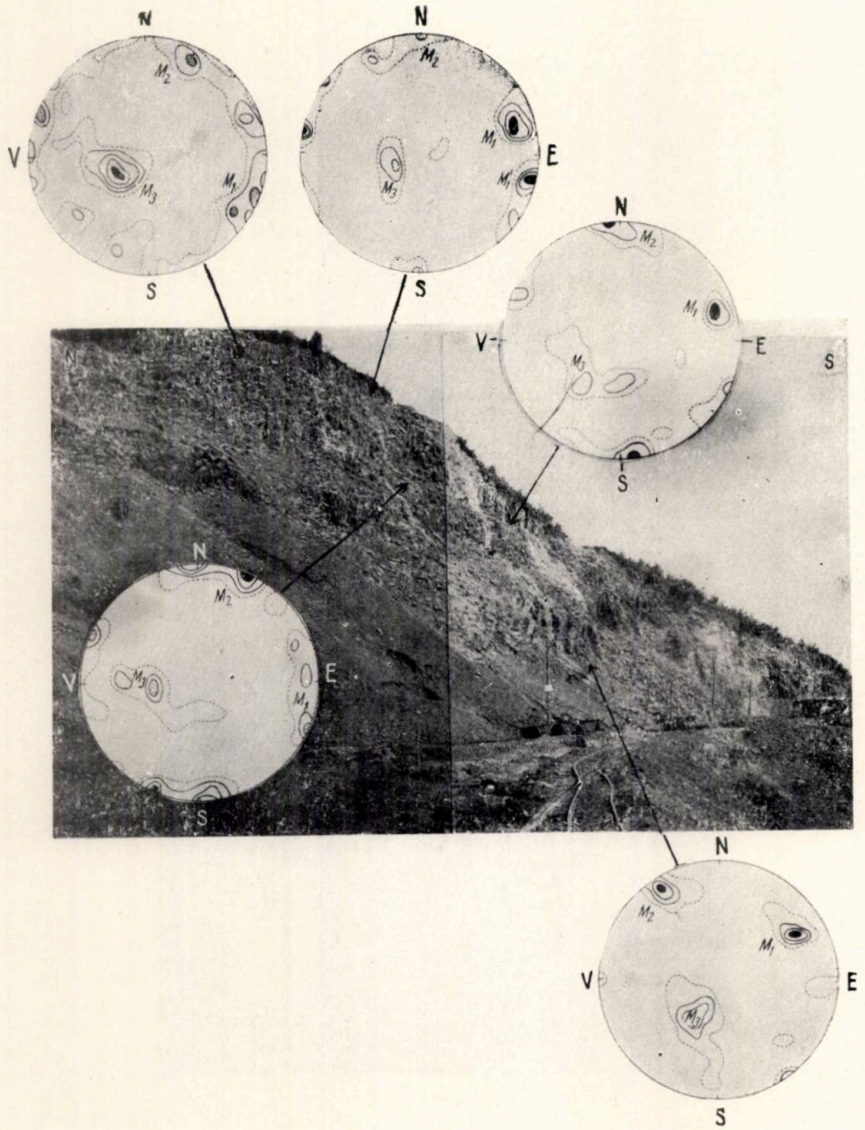


Fig. 14. — Cariera de andezite piroxenice bazaltoide de la Seini :
M_1, M_2 și M_3, principalele sisteme de crăpături naturale.

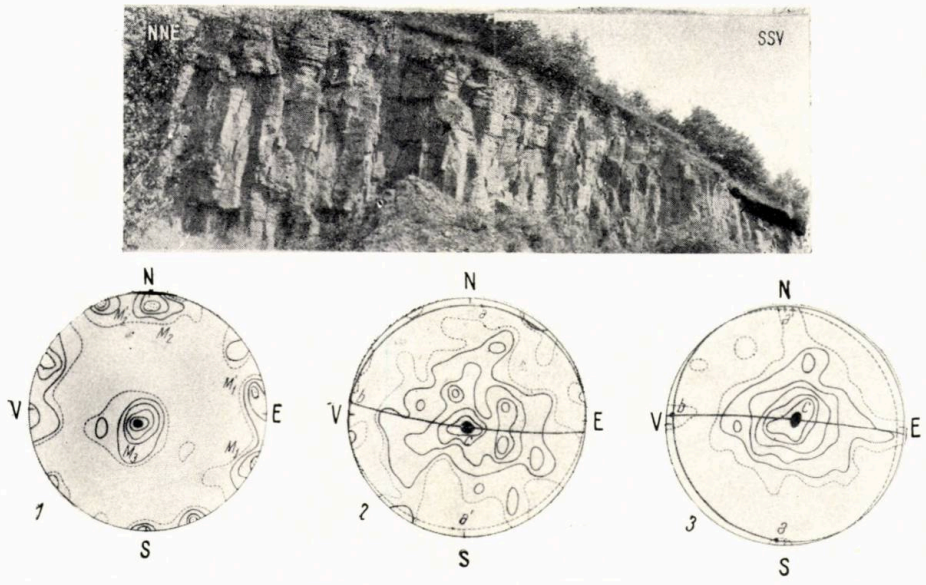


Fig. 15. — Cariera părăsită de la Săbișa (andezite bazaltoide):

1, diagrama structurală pentru orientarea crăpăturilor naturale; *2*, diagrama structurală pentru orientarea preferențială a fenocristalelor de plagioclazi; *3*, diagrama orientării microlitelor de plagioclazi.

DATE PETROGRAFICE ASUPRA ANDEZITELOR SUBVULCANICE ŞI INTRUZIUNILOR FILONIENE DIN CĂLIMANII DE SUD

DE

ION TREIBER

55(05)

Pe baza analizelor microscopice şi chimice au fost separate următoarele tipuri de roci : andezite cu hornblendă şi piroxeni, andezite cu piroxeni şi hornblendă aparţinînd tipurilor de magmă cuarţdioritică, peléeitică respectiv tonalitică, normal dioritică, precum şi anortozitgabroică. Pe baza analizelor de mai sus se poate presupune existenţa unui rezervor comun de magmă ; magma iniţiaiă mai bazică nu s-a consolidat simultan, ci în evoluţia ei — în condiţiile de temperaturi şi presiuni permanent schimbătoare — a dat naştere mai întîi la roci mai bazice (filoniene), apoi la roci mai puţin bazice.

În cursul cercetărilor efectuate în Munţii Călimani (cu o întindere de peste 3 000 km²) (fig. 1) a luat fiinţă, dintr-o necesitate practică, metoda de cercetare numită „metoda faciesurilor complexe", care a evoluat în cursul cercetărilor din această regiune (4).

Esenţialul metodei constă în aceea că la cartarea şi la cercetarea maselor eruptive avem de căutat notele faciale cît se poate de complexe ale formaţiunilor eruptive : intruzive şi efuzive, ale sedimentelor normale şi piroclastice pre-, sin,- şi postefuzive. Prin gruparea corectă a notelor faciale complexe obţinem o bază solidă, iar în cadrul celor două unităţi putem separa *serii*, *faciesuri* şi *subfaciesuri* distincte, a căror suscesiune contribuie la reconstituirea mai corectă a evoluţiei proceselor eruptive în spaţiu şi în timp. Astfel se contribuie la rezolvarea mai corectă a problemelor geologice (litologice, tectonice, vulcanologice şi stratigrafice) ale masivelor eruptive.

Pe baza acestei metode, Z. T ö r ö k a constatat că miezul maselor eruptive din Călimani nu este alcătuit numai din formaţiuni

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie, t. 10 nr. 2, p. 499 – 409 Bucureşti, 1965

efuzive, ci se găsesc şi masive intruzive hipabisale (întinzîndu-se în văile Neagra şi Dorna, precum şi în sectorul Căzătura-Zebrac). Mai tîrziu consideră că rocile formaţiunii subvulcanice, deşi sînt consolidate subcrustal, nu sînt formaţiuni hipabisale, ci formaţiuni de mică adîncime [1].

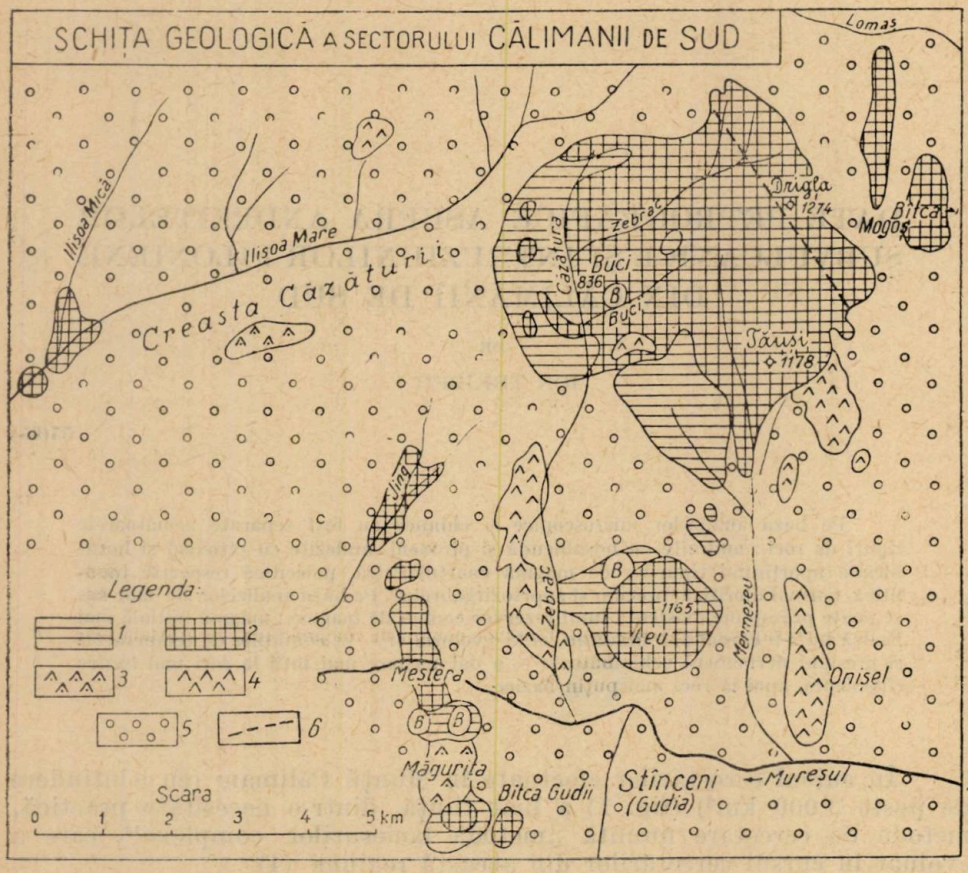


Fig. 1. — *1*, oligocen superior (acvitanian); *2*, andezite subvulcanice şi intruziuni filoniene; *2*, centre vulcanice; *4*, lave andezitice; *5* tufuri şi brecii vulcanice; *6*, limita andezitului de Drigla, *B*, izvoare de apă minerală.

Dovezile existenţei formaţiunilor subvulcanice în Munţii Călimani, după Z. Török, sînt următoarele:

— sedimentele oligocene superioare sînt metamorfozate caustic la contactul cu rocile subvulcanice. De exemplu, pe flancul nord-vestic al Călimanilor, precum şi în sectorul Căzătura-Zebrac, aceste zone

[1] Z. Török, *Dovezile existenţei formaţiunii subvulcanice din munţii Călimani* (manuscris).

metamorfozate ating o grosime de mai multe zeci şi chiar sute de metri (prin studii întreprinse în sectorul Colibiţei (8) s-a arătat că grosimea contactului este în raport direct cu mărimea corpurilor subvulcanice, respectiv cu grosimea *dyke*-urilor);

— resturi de sedimente metamorfozate caustic se găsesc peste tot în regiunea cursului superior al pîraielor Dorna şi Zebrac;

— la vărsarea pîrîului Gruiu în Dorna, sedimentele metamorfozate sînt intercalate între dioritporfiritele şi andezitele extruzive ale ciclului III (faciesul de Tihu);

— din materialul colectat, o bună parte s-a dovedit a fi format din roci holocristaline (diorite, microdiorite, dioritporfirite). Ţinînd seama de poziţia stratigrafică, Z. T ö r ö k a mai considerat că anumite andezite cu pasta microlitică şi cele semicristaline *alterate* fac de asemenea parte din formaţiunea subvulcanică;

— rocile subvulcanului sînt hidrotermalizate (propilitizate, caolinizate, silicifiate, limonitizate şi piritizate); aceste roci prezintă o discordanţă facială faţă de rocile extruzive nealterate;

— în sectorul Neagra, eroziunea a fost deosebit de activă, îndepărtîndu-se nu numai sedimentele, ci şi o bună parte a rocilor semicristaline, ajungînd la zi, pe întinderi apreciabile, rocile holocristaline ale subvulcanului;

— fragmente de diorite şi dioritporfirite, precum şi zonele lor de contact, se găsesc ca enclave în lavele diferitelor cicluri efuzive (recent, A m a l i a S z ö k e [2] citează astfel de enclave din Harghita).

Unii cercetători (1), (2) pun la îndoială şi chiar neagă existenţa formaţiunii subvulcanice, scoţînd la iveală anumite contraziceri în această concepţie. Eliminarea nepotrivirilor şi a contrazicerilor am făcut-o noi înşine în diverse ocazii. Aceşti cercetători au neglijat însă cu desăvîrşire modificările noastre ulterioare, deşi, noi înşine am revenit în diverse ocazii, eliminînd nepotrivirile şi contrazicerile ce dăinuiau în cadrul acestei concepţii.[3]

După părerea noastră, nu se poate nega existenţa formaţiunii subvulcanice, dar nici nu trebuie supraestimate mărimea şi întinderea acestor formaţiuni. De exemplu (5), în sectorul Neagra, numai dioritele şi dioritporfiritele din masivele Dumitrelului şi Haitei, precum şi intruziunile filoniene (diorite şi microdiorite) în rocile alterate de la Pădurea Verde, fac parte din această formaţiune.

În sudul Călimanilor, în afară de masivul central Căzătura-Zebrac şi de masivul Leului, Z. T ö r ö k mai citează andezite subvulcanice, reprezentate prin apariţiile mici sporadice şi prin intruziunile filoniene de la Bîtca-Mogoş: *Bîtca-Lomaş* (*dykul*), *Ilişoa*, *Meştera-Jing* (*dyk*) *şi Bîtca Gudii*. Toate acestea aflorează în jurul celor două masive mai

---

[2] A m a l i a S z ö k e, *Enclavele eruptive şi sedimentare din lavele Harghitei de sud-est şi însemnătatea lor geologică*. Prezentată în sesiunea ştiinţifică a Inst. de geol. — geogr. a Acad. Republicii Socialiste România la 9 mai 1963 (sub tipar).

[3] Z. T ö r ö k şi I. T r e i b e r, *Răspuns la observaţiile critice ale tov. Dan. P. Rădulescu din lucrarea sa cu titlul „Asupra existenţei formaţiunilor subvulcanice în lanţul Căliman-Gughiu-Hărghita"*, manuscris).

Tabelul nr. 1

Frecvența legilor de maclă (Fr. %), și chimismul feldspaților (An %)

Nr. crt.	Ocurența	Legile de maclă / Tipul de rocă	Albit		Karlsbad		Albit-Karlsbad		Albit-Ala		Aclin		Media contin. în An./.
			Fr./.	An./.	Fr./.	An./.	Fr./.	An./.	Fr./.	An./.	Fr./.	An./.	
1	Leu	And. cu hornblendă și hiperst.	60	45—52	20	45	—	—	10	48—50	10	48	47,6
2	Buci	And. cu piroxeni hornblendă	50	45—48	15,5	50—58	18	47—50	12,5	52—60	4	52	51,4
3	Bîtca-Mogoș	And. cu piroxeni și hornblendă	42	50—55	28	52—55	18	52	10	52—55	2	55	53,5
4	Tăuși	And. cu hornblendă și piroxeni	45	55—65	25	62	21	51—68	9	55—60	—	—	59,6
5	*Dyke*-eul Bîtca-Lomaș	And. cu piroxeni	45	65	15	55—70	27	58—65	3	58	10	65	62,6
6	*Dyke*-eul Meștera Jing	And. cu piroxeni	40	60—70	22	62	28	58—62	6	68	4	65	64,0
7	Ilișoa	And. cu piroxeni	38	60—75	25	69—75	15	65	15	70	7	60	66,7
8	Drigla	And. cu piroxeni	50	55—82	25	55—80	22,5	55—70	—	—	2,5	75—80	69,0
9	Bîtca Gudii	And. cu piroxeni	40	68—78	22,5	72—82	22,5	70—80	8	80	7	70	75,0

mari (fig. 1). Obiectul studiului de față îl constituie *analiza microscopică* și *petrochimică* a aflorimentelor menționate, întregind astfel datele petrografice prezentate într-o lucrare anterioară (7).

Analiza petrografică. După conținutul componenților feromagnezieni, putem împărți rocile andezitice subvulcanice în trei varietăți :

andezite cu hornblendă și piroxeni : Leu, Tăuși ;

andezite cu piroxeni și hornblendă : Bîtca Mogoș, Buci ;

andezite cu piroxeni : *dyck*-ul Bîtca-Lomaș, *dyke*-ul Meștera-Jing, Ilișoa, Bîtca Gudii.

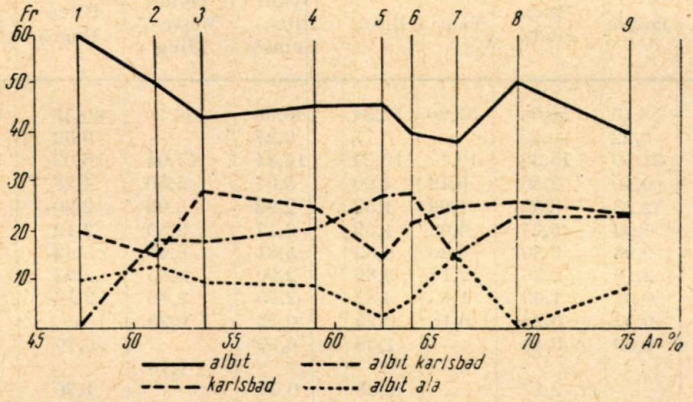


Fig. 2. — Diagrama frecvenței legilor de maclă în funcție de conținutul în An :

1 Leu ; *2*, Buci ; *3*, Bîtca-Mogoș ; *4*, Tăuși ; *5*, Dykul Bîtca-Lomaș ; *6*, Dykul Meștera-Jing ; *7*, Ilișoa ; *8*, Drigla ; *9*, Bîtca Gudii.

Structura rocilor este porfirică, cu pasta hialopilitică-pilotaxitică, rareori vitroasă și pe cale de devitrificare. Numai andezitul de la Leul are *pasta hipidiomorfă*. Generația de fenocristale constă din feldspați plagioclazi și din componenți feromagnezieni (de mărime 1 —2 mm), care în multe cazuri au suferit alterări profunde. Tabelul nr. 1 redă legile de maclă, frecvența acestor legi și conținutul chimic al feldspaților din cele trei varietăți, determinate la microscop cu platină universală (tabelul nr. 1).

Conținutul mediu în An al feldspaților variază între 47,6 și 75,0, păstrînd astfel un caracter neutru sau mai bazic. Feldspatul andezitului de la Leu reprezintă tipul *cel mai acid* (45 —52 An %) : depărtîndu-se de masivul Leului, feldspații rocilor devin mai bazici.

Figura 1 redă diagrama frecvenței legilor de maclă în funcție de conținutul mediu în An al feldspaților (efectuată pe baza măsurării a 300 de cristale de feldspat). Menționăm că, la toate varietățile de roci, dintre legile de maclă mai frecvente (albit, karlsbad, albit-karlsbad și albit-ala) predomină macla albitului. Variația procentajului legilor mai răspîndite afară de punctele 1 (Leu), 5 (*dyke*-ul Bîtca-Lomaș), 6 (*dyke*-ul Meștera-Jing) și 8 (Drigla) nu prezintă oscilații mai accentuate. Acest

fapt ar putea demonstra că rocile din punctele menţionate s-au consolidat în alte condiţii de temperatură şi de presiuni de cele ale restului rocilor studiate (7).

Analiza petrochimică. Pentru analizele chimice au fost alese roci tipice care macroscopic s-au arătat a fi mai proaspete, însă la microscop s-au dovedit afectate de un grad slab de silicifiere (tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2

Rezultatele analizei chimice

Oxizi \ Ocurenţe	Drigla	Bîtca Gudii	Tăuşi	Ilişoa	Dykul Bîtca-Lomaş	Dykul Meştera-Jing	Bîtca-Mogoş	Buci	Leu
SiO_2	53,15	56,68	57,90	55,54	59,90	58,70	60,38	61,10	61,88
TiO_2	0,22	0,23	—	0,73	0,27	—	0,32	0,25	—
Al_2O_3	21,10	15,32	19,17	19,22	16,84	17,04	18,02	16,53	16,15
Fe_2O_3	6,40	2,56	6,19	4,90	5,64	5,50	4,28	5,42	4,02
FeO	2,23	3,52	1,98	1,52	2,92	3,08	2,20	2,16	1,97
MgO	1,94	5,27	4,02	1,59	3,17	2,50	2,12	1,90	1,83
CaO	9,98	9,30	6,20	6,82	5,81	6,48	5,42	5,53	5,98
Na_2O	2,10	2,26	2,10	2,86	2,90	2,65	2,93	3,11	3,29
K_2O	0,61	1,63	1,65	3,82	2,25	2,00	2,13	1,90	2,06
P_2O_5	0,47	0,23	0,16	0,25	0,18	0,25	—	0,39	0,39
H_2O-	2,09	0,40	0,83	1,56	0,23	1,70	0,70	1,65	0,35
H_2O+		2,17		0,86	0,45		1,76		1,90
TOTAL	99,83	99,57	100,20	99,67	100,56	99,90	100,06	99,94	99,82

Pentru a se putea da o interpretare mai verosimilă evoluţiei magmei rocilor subvulcanice, în afara diagramei de diferenţiere şi de parametri principali a lui Niggli (tabelul nr. 3) s-au întrebuinţat valorile

Tabelul nr. 3

Parametrii lui Niggli

Coeficienţi \ Ocurenţe	Drigla	Bîtca Gudii	Tăuşi	Ilişoa	Dykul Bîtca-Lomaş	Dykul Meştera-Jing	Bîtca-Mogoş	Buci	Leu
si	150	164	174	177	187	188	209	214	222
al	35	26	34	36	31	32	37	34	34
fm	27	37	37	24	36	33,5	28	30	27
c	31	28	20	23	20	22	20	21	23
alk	7	9	9	17	13	12,5	15	15	16
k	0,15	0,32	0,34	0,46	0,34	0,33	0,33	0,29	0,29
mg	0,30	0,62	0,49	0,325	0,415	0,36	0,39	0,32	0,37
o	0,50	0,15	0,38	0,50	0,37	0,39	0,39	0,47	0,41
ti	3	3	—	9	3	—	4	3	—
c/fm	1,15	0,75	0,54	0,96	0,55	0,65	0,71	0,70	0,85
Secţiunea	VI	V	IV	V	IV	IV	V	V	

bazei (tabelul nr. 4) precum şi valorile normelor de catamolecule (tabelul nr. 5).

Tabelul nr. 4

Valorile de bază

Ocurenţe / Valori	Drigla	Bîtca Gudii	Tăuşi	Ilişoa	Dykul Bîtca-Lomaş	Dykul Meştera-Jing	Bîtca-Mogoş	Buci	Leu
Kp	2,08	5,88	5,95	13,90	8,21	7,3	7,94	6,91	7,6
Ne	11,83	12,45	11,58	15,90	15,9	14,9	16,23	17,30	18,4
Cal	29,00	16,74	18,72	17,70	11,9	17,9	16,76	15,40	14,4
L	42,91	35,07	36,25	47,50	40,01	40,1	40,93	39,61	40,4
Ap	0,87	0,58	0,17	0,58	0,28	0,58	—	0,87	0,9
Cs	0,17	5,45	—	1,21	0,59	0,61	—	—	1,3
Sp	—	—	4,49	—	—	—	1,73	0,52	—
Fs	11,61	4,60	11,06	8,95	9,9	9,80	7,76	9,81	7,4
Fa	2,70	4,23	2,30	1,82	3,5	3,71	2,58	2,60	2,3
Fo	4,17	11,40	6,30	3,47	6,7	5,4	3,71	3,80	4,0
M	19,52	26,26	24,32	16,03	20,97	20,10	15,78	17,60	15,9
Ru	0,17	0,17	—	0,52	0,17	—	0,23	0,17	—
q	7,4	38,50	39,43	35,95	38,85	39,8	43,06	42,62	43,7
Q	37,5	38,67	39,43	36,47	39,02	39,8	43,29	42,79	43,7

Tabelul nr. 5

Normele de catamolecule

Ocurenţe / Norme	Drigla	Bîtca Gudii	Tăuşi	Ilişoa	Dykul Bîtca-Lomaş	Dykul Meştera-Jing	Bîtca-Mogoş	Buci	Leu
or	3,47	9,78	9,91	23,20	13,71	12,2	13,22	11,51	12,6
ab	19,72	20,75	19,30	26,20	26,5	24,8	27,03	28,80	30,6
an	48,30	27,94	31,22	29,50	26,5	29,8	28,60	25,60	24,0
L	71,49	58,47	60,43	78,90	66,71	66,8	68,85	65,91	67,2
mt	5,40	2,76	4,60	3,64	5,94	5,80	4,66	5,20	4,4
ap	0,87	0,58	0,17	0,58	0,28	0,58	—	0,87	0,9
Sp	—	—	4,49	—	—	—	1,73	0,52	—
Wo	0,23	7,25	—	1,61	0,79	0,81	—	—	1,7
En	5,56	15,20	8,40	4,63	8,9	7,2	4,94	5,06	5,3
Hy	3,48	3,80	4,52	3,87	0,71	1,08	0,33	1,61	0,13
M	15,54	29,59	22,18	14,33	16,62	15,47	11,66	13,26	12,43
Ru	0,17	0,17	—	0,52	0,17	—	0,23	0,17	—
q	12,80	11,77	17,39	6,25	16,50	17,73	19,26	20,66	20,37
Q	12,97	11,94	17,39	6,77	16,67	17,73	19,49	20,83	20,37

Valoarea *si* variază între 150 şi 222, imprimînd ansamblului mai mult un caracter chimic neutru, cu cîteva excepţii de roci mai acide (8), (9), (10) şi bazice (1), (2).

Diagrama de diferenţiere, după Niggli (fig. 3), arată o slabă variaţie a coeficienţilor principali. Totuşi se observă, cu ridicarea valorii *si* o

ridicare lentă a parametrilor *alk*. Acelaşi lucru se observă într-o măsură mică (cu anumite excepţii) şi la valorile *al*. Parametrii *fm* şi *c* prezintă oscilaţii mai pregnante, însă într-o măsură oarecare au o tendinţă netă de descreştere. Variaţii mai puţin accentuate prezintă proiecţiile rocilor în tetraedrul de concentraţie. Majoritatea punctelor de proiecţie se găsesc în secţiunile V şi IV, corespunzînd într-o oarecare măsură la tipurile de magmă *cuarţ-dioritică*, *peléeitică*, respectiv *tonalitică* şi *normal dioritică*. O singură rocă (Drigla) îşi are punctul de proiecţie în secţiunea VI, stînd aproape de magmă *anortozitgabroidică*.

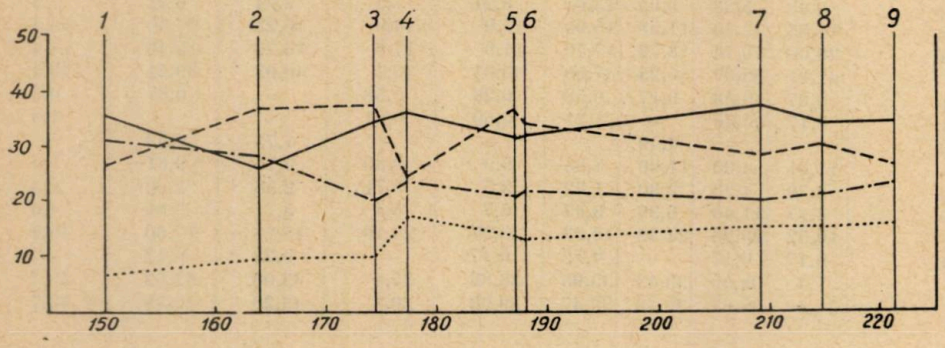


Fig. 3. — Diagrama de diferenţiere a lui Niggli :

1, Drigla; *2*, Bitca Gudii; *3*, Tăuşi, *4*, Ilişoa; *5*, Dykul Bitca-Lomaş; *6*, Dykul Meştera-Jing; *7*, Bitca-Mogoş; *8*, Buci; *9*, Leu.

În triunghiul parametrilor de bază *QML* (fig. nr. 4), proiecţiile rocilor, fără dispersie accentuată, ocupă locul cel mai inferior în cîmpul rocilor calcosodice. Menţionăm însă că proiecţiile rocilor mai acide (8), (9), (10) se individualizează ca grup şi se despart net de cele ale rocilor mai bazice, care se aşază mai aproape de linia de saturaţie PF. Acest fapt se evidenţiază şi în triunghiul normelor de catamolecule (fig. 5), unde cele trei puncte de proiecţie ale rocilor mai acide se apropie, iar cele ale rocilor mai bazice arată o dispersie mai pronunţată în sectorul ocupat de aceste roci. Toate acestea ne îndreptăţesc să presupunem o diferenţiere magmatică mai puţin accentuată.

Cu toate că roca de la Leul prezintă incluziuni cu mai puţine granule de SiO_2, ea este cea mai acidă. Avînd în vedere că analizele chimice sînt în oarecare măsură în concordanţă cu datele obţinute prin analize microscopice, gradul de silicifiere nu a influenţat apreciabil compoziţia chimică.

Pe baza observaţiilor pe teren şi a analizelor de laborator se pot constata următoarele : andezitul de la Leu, ocupînd o poziţie aproape mijlocie, cu o structură porfirică şi pastă hipidiomorfă, din punct de vedere chimic şi al conţinutului în An al feldspaţilor reprezintă tipul mai acid al rocilor subvulcanice. De asemenea frecvenţa legii de maclă al feldspaţilor (punctul 1 din fig. 2) este diferită de celelalte roci.

Dintre rocile mai bazice existente în sectorul cercetat au fost identificate dykeurile Bîtca-Lomaş şi Meştera-Jing, situate la periferia

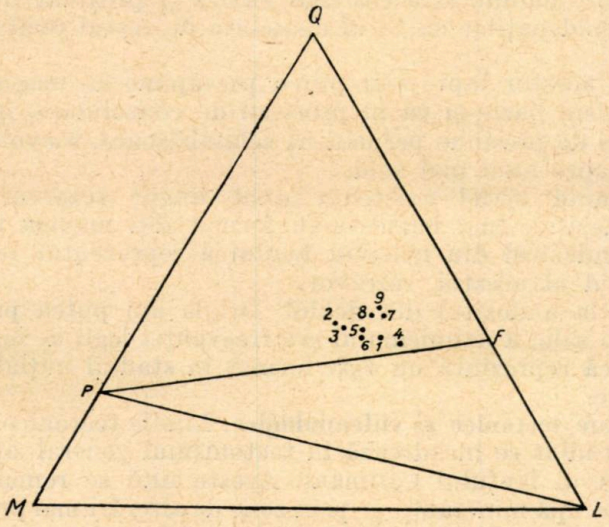


Fig. 4. — Triunghiul valorilor de bază.

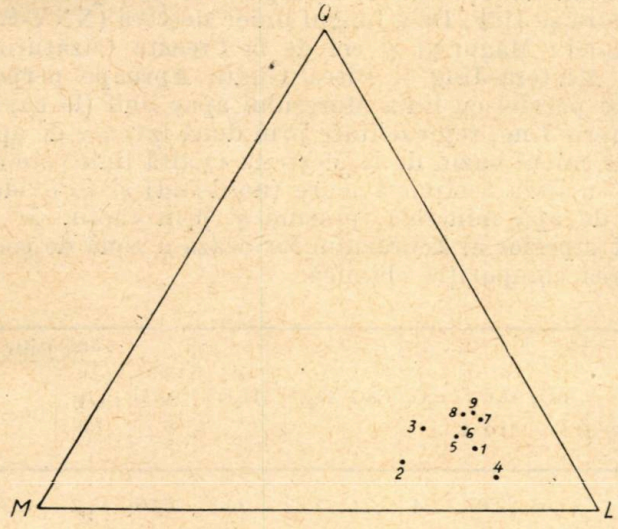


Fig. 5. — Triunghiul normelor de catamolecule.

sectorului. Luînd în considerare frecvenţa legii de maclă a feldspaţilor la aceste roci (punctele 5 şi 6 din fig. 2), se observă de asemenea o deosebire de celelalte andezite.

Andezitul de la Drigla — de forma unei creste alungite în direcţia NV-SE — ocupă de asemenea o poziţie periferică. Această rocă din punct de vedere chimic este cea mai bazică şi prezintă frecvenţa legii de maclă ale feldspaţilor cu totul deosebită de restul rocilor (punctul 8 din fig. 2).

Pe baza acestor fapte s-ar putea presupune că magma iniţială a avut un chimism bazic şi că în procesul de consolidare, în condiţii de temperatură şi de presiune permanent schimbătoare, a evoluat de la un termen bazic spre unul mai acid.

Presupunînd astfel existenţa unui singur rezervor magmatic, *dyke*-urile andezitice mai bazice s-au format din magma iniţială (mai bazică), iar andezitul din masivul Leului a reprezentat reziduul magmatic mai acid al acestui rezervor.

Privitor la andezitul din dealul Drigla am putea presupune, pe baza orientării sale, a chimismului şi a frecvenţei legii de maclă (diferită de celelalte), că reprezintă un *dyke* format în stadiul iniţial al evoluţiei magmei bazice.

Cîteva date tectonice şi vulcanologice. Liniile tectonice (secundare) din sectorul studiat se încadrează în tectonismul general aproape nord-sud şi est-vest al lanţului Călimani. Aceste linii se remarcă mai ales prin izvoare de apă minerală, şi prin zone de alterări mai profunde (propilitizare-caolinizare-silicifiere şi piritizare). Afară de *linia Mureşului* se evidenţiază *liniile secundare* E-NE şi V-SV, care jalonează în general pîraiele cu aceleaşi direcţii, ca, de exemplu, cursul superior al Zebracului, Buci, Ilişoa Mare şi Jing. De-a lungul liniei Meştera (NNV-SSV) se aşază două centre mici : Măguriţa şi cel de la Creasta Căzăturii, precum şi *dyke*-ul de la Meştera-Jing şi Bîtca Gudii. Aproape perpendicular pe această linie şi paralel cu linia Mureşului apar linii (la capătul sudic al *dyke*-ului Meştera-Jing, reprezentate prin două izvoare de apă minerală), dînd naştere la micul bazin de la Meştera. O altă linie este a *Zebracului*, care coincide cu linia tectonică mare (nord-sud) şi se evidenţiază prin două izvoare de apă minerală, precum şi prin caolinizări accentuate, care pe cursul superior al Zebracului formează o zonă de caolin, prezentînd următoarea compoziţie chimică :

Compoziţia / Felul rocii	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	H_2O^-	H_2O^+	Total	Compoziţia mineralelor în %			
								Caolinit	Cuarţ	Feldspat	Total
Caolin	69,04	22,87	0,24	2,33	1,82	3,83	99,68	47,2	42,0	11,5	100,7

Din raporturile existente între masivul central Căzătura-Zebrac şi Leu şi sedimentele oligocene superioare (acvitaniene), care la contact sînt metamorfozate (6), Z. T ö r ö k presupune că punerea în loc a acestor masive s-a făcut *postoligogen* (postacvitan). Seriile efuzive încep

însă cu *miocenul mediu* (mediteran II), cu faciesul de Drăgoiasa, reprezentat numai în nord-estul Călimanilor, şi se continuă cu faciesul de Topliţa (seria II), eventual de *vîrstă sarmaţiană. Vîrsta pliocenă* a majorităţii curgerilor de lavă şi piroclastitele lor (faciesul de Tihu, seria III) se poate stabili mai ales pe flancul de vest al lanţului vulcanic, unde materialul eruptiv se aşază direct peste sedimentele panoniene; deoarece cineritele lor se găsesc în sedimente panoniene, o parte a acestor erupţii au avut loc în pliocenul inferior. Seria IV, reprezentată în sectorul studiat de Măguriţa arată clar că vulcanismul tinde către stingere totală, cu vulcani minusculi şi izolaţi, cu *lave hibridizate* prin asimilaţie.

BIBLIOGRAFIE

1. Rădulescu D., *Asupra existenţei formaţiunilor subvulcanice în lanţul eruptiv Călimani Gurghiu-Harghita*, Anal. Univ. Bucureşti, seria Şt. nat.-geol.-geogr., 1960, **XII**
2. — *Probleme ale vulcanismului terţiar în Munţii Călimani-Gurghiu-Harghita*, St. şi cerc. geol., 1962, **VII**, *2*.
3. Szöke Amalia, *Enclavele eruptive şi sedimentare din lavele Harghitei de sud-est şi însemnătatea lor geologică*, St. şi cerc. de geol.-geof.-geogr., serie geol., 1964, **9**, *1*.
4. Török Z., *Problemele teoretice şi practice ale metodei faciesurilor complexe*, St. şi cerc. de geol.-geogr., **VII**, *1—4*, 1956.
5. Treiber I. şi Szabó A., *Contribuţii asupra cercetării proprietăţilor radioactive ale rocilor subvulcanice în Munţii Călimani de Nord*, St. şi cerc. de geol., 1963, **VIII**, *1*.
6. Treiber I., *Studiul petrografic al formaţiunilor subvulcanice din regiunea Zebracului (Munţii Călimani)*, St. şi cerc. ştiinţ., Cluj, 1954, **V**, *1—2*.
7. — *Die Häufigkeit der Gesetze der Feldspatzwillinge — eine angewandte Untersuchungsmethodik bei der Bearbeitung der Eruptivgesteine im Norden des Gurghiugebirges (Rumänien)*, Zeitschrift „Geologie", Berlin, 1963, *9*.
8. — *Adatok Kolibica és közvetlen kőrnyékének geológiai és tektónikai viszonyairól*, Studia Univ. Babeş-Bolyai, series Geol.-geogr., Cluj, 1962, *2*.

Universitatea Babeş-Bolyai, Cluj,
Facultatea de biologie şi geografie

Primit în redacţie la 19 iunie 1964

CERCETĂRI PETROGRAFICE ȘI STRUCTURALE PETROLOGICE ÎN VALEA CHIUZBAIA ȘI ÎN ÎMPREJURIMI (BAIA MARE)

DE

AMALIA SZŐKE

55(05)

Cu ajutorul metodelor statistice (microtectonică și structurală petrologică) se precizează că andezitele alterate nu sînt identice cu „andezitele de tip Seini", cunoscute în partea vestică a regiunii Baia Mare. În regiunea studiată, aceste roci reprezintă niște varietăți transformate hidrotermal ale andezitelor cu hipersten și augit (sill), respectiv ale andezitelor cu hipersten, hornblendă și biotit (lave), ambele de vîrstă postpanoniană.

Lucrarea de față tinde să lămurească unele probleme de detaliu de ordin petrografic și petrologic structural, putîndu-se considera totodată și ca o lucrare preliminară, care va fi extinsă în anii următori și asupra regiunilor învecinate. Ea face parte în același timp din seria de lucrări deja publicate (8), (9), (10) sau aflate în curs de publicare, prin care am căutat, pe de o parte, să stabilim aplicabilitatea metodelor de evaluare statistică (microtectonică și petrologie structurală) și la studiul regiunilor vulcanice terțiare din țara noastră, iar pe de altă parte am arătat prin exemple concrete, eficacitatea metodelor abordate.

Regiunea minieră Baia Mare a constituit obiectul a numeroase cercetări, dată fiind importanța economică a ei cu totul deosebită. Ne vom referi numai la lucrările care privesc regiunea pe care o studiem.

Depozitele sedimentare au fost studiate de M. P a u c ă (5). Acest autor pune în evidență prezența depozitelor sedimentare miocene în numeroase puncte, spre deosebire de autorii precedenți ai regiunii, care menționau aici numai depozite sedimentare de vîrstă oligocenă și ponțiană (A. K o c h și A. G e s e l l, 1898; I. M e z ő s i, 1948).

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 10 nr. 2, p. 411–419 București, 1965

Rezultatele cercetărilor micropaleontologice i-au permis lui T. Iorgulescu identificarea depozitelor de vîrstă sarmaţiană şi pliocenă (2).

Tot între anii 1951 şi 1952 regiunea Baia Mare este în detaliu cercetată de către expediţia geologică [1], iar în anii care au urmat geologii Comitetului geologic caută să rezolve unele probleme de ordin petrografic şi în regiunea mai restrînsă care ne interesează [2]. În acelaşi timp, în regiunea Baia Mare sînt executate lucrări de prospecţiune şi explorare de către Trustul de prospecţiuni şi explorări miniere (T.P.E.M.) [3].

Cu cîţiva ani în urmă au fost introduse şi în regiunea Baia Mare metode moderne de studiu, ca paleogeotermometria (7) şi metodele de evaluare statistică (microtectonica şi petrologia structurală), (8), (9), (10), care vin să contribuie cu noi date de amănunt la rezolvarea unor probleme esenţiale de geneză în această regiune.

1. DESCRIEREA GEOLOGICĂ A REGIUNII

Cercetările din cadrul acestei lucrări se referă la împrejurimile văii Chiuzbaia, situată la est de oraşul Baia Mare, între valea Firizei şi Baia Sprie. Fundamentul regiunii îl constituie depozitele sedimentare de vîrstă sarmaţiană şi ponţiană (panoniană), reprezentate la suprafaţă în bazinul superior al văii Chiuzbaia şi pe afluenţii acestuia, iar în subteran în mina Herja şi în forajele localizate pe firul văii Chiuzbaia.

Peste aceste depozite sedimentare s-a desfăşurat activitatea vulcanică din regiune, care aparţine vulcanismului terţiar al Munţilor Gutîi.

a. Depozitele sedimentare. Pe baza aspectului litologic şi prezenţa microfaunei, depozitele sedimentare din regiunea Chiuzbaia au fost atribuite sarmaţianului şi panonianului.

Sarmaţianul este bine deschis în albia pîrîului Chiuzbaia, pe teritoriul comunei cu acelaşi nume. În cadrul acestor depozite s-au putut separa următoarele orizonturi:

— orizontul inferior marnos, de 350 m grosime, constituit din marne cenuşii-brune, slab micacee, marne cenuşii dure, cu spărtură concoidală, bine stratificate, conţinînd intercalaţii de argile de culoare cenuşie-verzuie şi marne argiloase-nisipoase, fin micacee, de culoare cenuşie-verzuie, cu mici nodule de pirită şi marcasită;

---

[1] *Zăcămintele de minereuri complexe din regiunea Baia Mare şi Cîrlibaba*, Arh. Trustului minier Baia Mare, manuscris, 1952.

[2] O. Nichita, *Raport asupra geologiei şi mineralizaţiei reg. Herja-Baia Mare*, Arh. Comit. geol., Bucureşti, 1951; I. Gheorghiţă, F. Arion şi M. Dofescu, *Raport geologic asupra sectorului minier Herja, reg. Baia Mare*, Arh. Comit. geol., Bucureşti, 1957; C. Diaconiţă, *Raport asupra cercetărilor geologice şi petrografice în Regiunea Baia Mare, sectorul Nistru, şi Băiţa şi sectorul Herja*, Arh. Comit. geol., Bucureşti, 1959; P. Polonic şi G. Polonic, *Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Chiuzbaia Baia Mare*, Arh. Comit. geol., Bucureşti, 1958; I. Gheorghiţă şi R. Jude, *Raport geologic asupra cercetărilor din regiunea Baia Mare*, Arh. Comit. geol., Bucureşti, 1960.

[3] *Rezultatele geologice obţinute în ultimii 10 ani prin lucrări de explorare executate de M.M.E.E. în regiunea Maramureş*, din Lucrările Consfătuirii din 23—26 iunie 1962, Arh. Trustului minier, Baia Mare.

— orizontul mediu, avînd o grosime de aproximativ 300 m; este reprezentat printr-un nisip bogat în muscovit, de culoare gălbuie, cu intercalaţii de nisipuri, cimentate local sub formă de lentile. Intercalaţiile de gresii conţin pe planele de separaţie urme de cărbune. În acest orizont nisipos, cercetările paleontologice au pus în evidenţă prezenţa următoarei asociaţii faunistice (6) caracteristice pentru sarmaţian:

fragmente de *Paracypria*
„ *Elphidium macellum* Fichtel şi Moll.
„ *E. minutus* Reuss.
„ *E. macellum* Fichtell şi Moll. var. *aculeata* Silvestri
„ *Linococypris trapezoidea* Zal.
„ *Encyterura* sp.

— orizontul superior marno-grezos, care atinge o grosime de 400 m şi apare la suprafaţă atît în valea Chiuzbaia, cît şi pe valea Tulbure, suportă transgresiv depozitele pliocenului. Acest orizont este alcătuit din marne de culoare cenuşie, aproape neagră, dure, stratificate, bogate în mică.

Pliocenul acoperă transgresiv formaţiunile sedimentare mai vechi şi este reprezentat prin panonian. În valea Chiuzbaia, în partea de sud-vest a comunei cu acelaşi nume, stratele pliocene sînt bine deschise în albia pîrîului, unde se suprapun andezitelor hidrotermalizate cu hipersten, hornblendă şi biotit. Litologic s-au putut separa în cadrul depozitelor pliocene trei orizonturi: un orizont inferior marnos, un orizont mediu nisipos şi un orizont superior tufaceu.

În literatură (6) sînt menţionate următoarele forme determinate din orizontul inferior (marnos) al panonianului: *Amplocypris* sp., *Paracypria lobiata* Zal. şi fragmente de *Paracypria*.

În forajul nr. 19 din valea Chiuzbaia, la m 175, noi am găsit forme bine păstrate de *Congeria ex gr. czjzeki* M. Hoernes (pl. I, fig. 5), indicînd prezenţa orizontului superior al panonianului la această adîncime[4].

Pe valea Chiuzbaia, depozitele sedimentare panoniene au suferit intense procese de silicifiere la contactul cu andezitele hidrotermalizate. Aici ele prezintă o foliaţie foarte accentuată, avînd poziţie aproape orizontală, după cum reiese şi din figura 13 şi din diagramele structurale. Conform diagramei, această rocă prezintă şi un sistem de diaclaze, avînd poziţie aproape verticală, a căror direcţie este însă foarte puţin constantă.

b. Formaţiunile eruptive. Activitatea vulcanică desfăşurată aici în timpul neogenului a desăvîrşit alcătuirea geologică deosebit de complexă a regiunii pe care o studiem. Rocile eruptive se împart astfel:

andezite cu augit şi hipersten;
andezite cu hipersten, hornblendă şi biotit;
andezite cu hipersten şi hornblendă;
roci granulare porfirice.

[4] Forma a fost determinată de F. Marinescu, pentru care îi exprimăm mulţumiri pe această cale.

2. CARACTERIZAREA PETROGRAFICĂ MICROTECTONICĂ ŞI STRUCTURALĂ PETROLOGICĂ A REGIUNII

Andezitele cu augit şi hipersten reprezintă tipul de rocă cel mai răspîndit în perimetrul studiat, astfel că în ele s-au executat şi cele mai multe măsurători microtectonice şi structurale petrologice.

Această rocă prezintă la microscop o structură porfirică şi textură fluidală (pl. I, fig. 6). Pasta, în cele mai multe cazuri, este criptocristalină sau pilotaxitică. În cazul din urmă, textura fluidală este pusă în evidenţă şi mai bine prin orientarea microlitelor de feldspaţi în direcţia de curgere. Dintre fenocristale, plagioclazul are un conţinut în anorit cuprins între 50 şi 60%, la indivizii zonaţi limitele de compoziţie fiind mult mai largi. Adesea apar cu structură zonară (pl. II, fig. 8), zonele fiind de tipul celor arătate în figurile 1—4.

Augitul este de obicei proaspăt şi alcătuieşte fenocristale idiomorfe, adesea maclate polisintetic (pl. II, fig. 9). Hiperstenul apare de obicei proaspăt, dar uneori este înlocuit total sau parţial cu clorit. Piroxenii imprimă uneori aspecte glomeroporfirice (pl. I, fig. 7).

Macroscopic, andezitul cu augit şi hipersten este o rocă de culoare neagră, foarte dură, cu aspect fluidal vizibil şi cu ochiul liber.

În zonele afectate de mişcări tectonice, aceste andezite sînt intens alterate, fapt care a determinat pe unii cercetători anteriori (3) să considere zonele alterate ca aparţinînd andezitelor propilitizate de tip Seini [5]. Trecerea de la andezitul piroxenic proaspăt la andezitul hidrotermalizat se poate observa foarte bine pe afluenţii de dreapta ai văii Chiuzbaia (fig. 13).

Andezitele cu augit şi hipersten apar bine deschise în cariera părăsită de pe versantul drept al văii Chiuzbaia, unde se observă un vag aspect de separaţie în coloane, determinate de două sisteme principale de diaclaze verticale, M_1 şi M_2 (fig. 13). Dintre ele, M_1 reprezintă crăpăturile endokinetice, care se menţin pe distanţe de mai mulţi metri, traversînd toate celelalte sisteme de crăpături naturale. Ele alcătuiesc pereţi cu suprafeţe netede ce depăşesc 10 m^2. Adesea ele îmbracă aspectul unor diaclaze curbate. În partea superioară a carierei se constată fenomenul de formare a pseudoaglomeratelor.

Din diagrama de orientare preferenţială a fenocristalelor de plagioclazi comparată cu diagrama de orientare a crăpăturilor naturale reiese clar relaţia evidentă care există între orientarea acestor două elemente structurale. Maximele care indică orientarea preferenţială a feldspaţilor prezintă orientare identică cu maximul care desenează poziţia în spaţiu a crăpăturilor naturale M_1. Aceasta înseamnă că în timpul răcirii lavei fenocristalele de plagioclazi s-au orientat paralel cu sistemul de diaclaze principale M_1, cu alte cuvinte sistemul de crăpături M_1 a luat naştere în timpul răcirii topiturii, orientîndu-se paralel cu planul de mişcare a lavei.

Alură foarte asemănătoare prezintă şi diagrama de orientare a planului (010) la plagioclazii determinaţi dintr-un eşantion orientat, colectat

[5] Harta din lucrarea citată, zona afluenţilor văii Chiuzbaia.

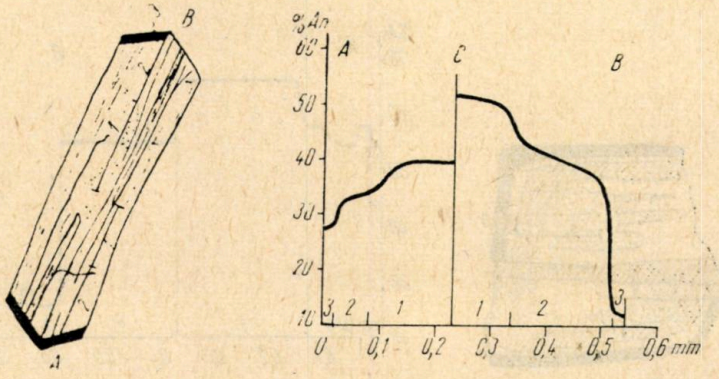


Fig. 1. — Diagrama de variație a conținutului în An a unui fenocristal de plagioclaz (Dealul Corbului).

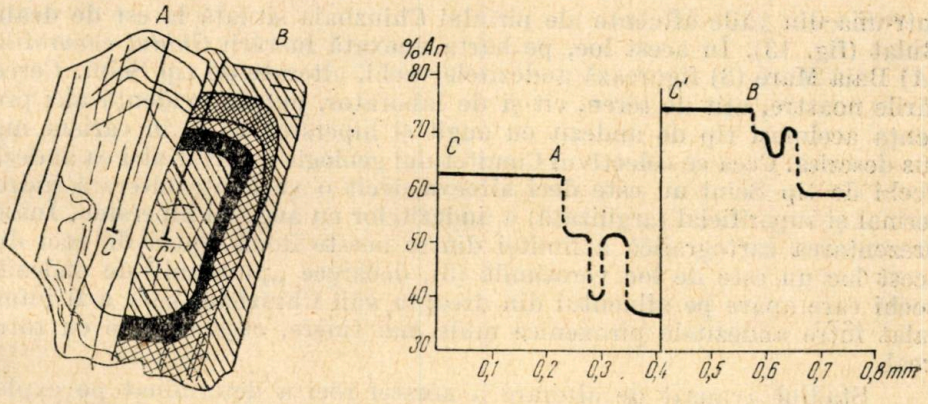


Fig. 2. — Variația conținutului în An la un plagioclaz zonat (valea Chiuzbaia).

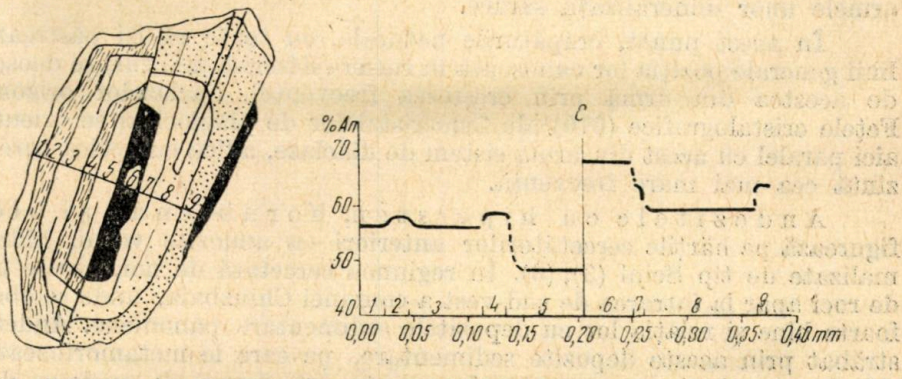


Fig. 3. — Diagrama de variație a conținutului în An la un fenocristal de plagioclaz din andezitele cu piroxeni (valea Ciuzbaia).

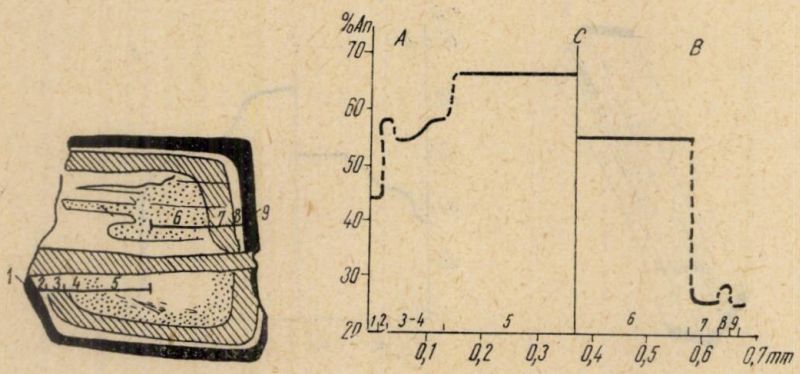


Fig. 4.— Conținutul în An al unui fenocristal de plagioclaz (andezit cu piroxeni, valea Chiuzbaia).

într-una din văile afluente ale pîrîului Chiuzbaia situată la est de dealul Bulat (fig. 13). În acest loc, pe harta anexată lucrării *Ghidul excursiilor* (*A*) Baia Mare (3) figurează andezitele vechi, alterate de tip Seini. Cercetările noastre, atît de teren, cît și de laborator, pun în evidență aici prezența aceluiași tip de andezit cu augit și hipersten ca și în cariera mai sus descrisă. Ceea ce colectivul Comitetului geologic a cartat aici ca andezit vechi de tip Seini nu este deci altceva decît o varietate alterată hidrotermal și superificial (argilizată) a andezitelor cu augit și hipersten. Însăși prezentarea cartografică a limitei dintre aceste două tipuri de roci din acest loc nu este de loc verosimilă (3), deoarece „pintenul" de andezite vechi care apare pe afluentul din dreapta văii Chiuzbaia pare a fi intercalat între andezitele piroxenice mult mai tinere, ceea ce este cu totul ireal.

Stadiul avansat de alterare a acestei roci a determinat pe exploratorii acestei regiuni să deschidă o galerie la confluența primului afluent din dreapta văii Chiuzbaia, azi inaccesibilă, pe halda căreia se pot observa urmele unor mineralizații sărace.

În acest punct, crăpăturile naturale, cu toate că își păstrează în linii generale poziția lor cunoscută în cariera descrisă mai sus, se deosebesc de acestea din urmă prin creșterea frecvenței diaclazelor orizontale. Fețele cristalografice (010) ale fenocristalelor de plagioclazi se orientează aici paralel cu acest din urmă sistem de diaclaze, adică cu acelea care prezintă cea mai mare frecvență.

Andezitele cu hipersten, hornblendă și biotit figurează pe hărțile cercetătorilor anteriori ca andezite vechi, hidrotermalizate de tip Seini (3), (6). În regiunea cercetată de noi, aceste tipuri de roci apar la intrarea de sud-vest a comunei Chiuzbaia, unde se observă foarte bine și relația lor cu depozitele sedimentare panoniene. Andezitele străbat prin aceste depozite sedimentare, pe care le metamorfozează, le ridică ușor și din care conțin fragmente sub formă de enclave de dimensiuni de ordinul decimetrilor.

Această relaţie cu depozitele sedimentare, precum şi structura microscopică a rocii eruptive, ne face să considerăm că aici avem de-a face cu un corp intruziv, de alura unui sill, de proporţii mai mari. Acelaşi tip de rocă a fost interceptat şi de forajul nr. 20, la o adîncime de aproape 100 m de nivelul văii Chiuzbaia, stînd la baza depozitelor panoniene. Această relaţie ne-a obligat să presupunem aici prezenţa unei falii (fig. 12).

La microscop, andezitele cu hipersten, hornblendă şi biotit prezintă o structură porfirică şi pastă microcristalină. Fenocristalele sînt reprezentate prin plagioclazi, hornblendă şi biotit. Determinările executate cu ajutorul mesei Fedorov au arătat pentru plagioclazi o compoziţie de 40—52% An (compoziţia cea mai frecventă), mai rar urcîndu-se pînă la 60%. Cele mai frecvente legi de maclă observate la aceşti feldspţi sînt Karlsbad şi complexul Albit-Karlsbad.

Dintre mineralele melanocrate, piroxenii sînt de obicei uralitizaţi, hornblenda comună verde este relativ proaspătă, iar foiţele de biotit, în cele mai multe cazuri, sînt nealterate. Roca este impregnată cu minerale opace, de obicei cu pirită (descrierea de mai sus se referă la varietatea proaspătă a acestor roci, observată într-o deschidere situată la capătul sud-vestic al satului Chiuzbaia).

Studiile microtectonice şi structurale petrologice efectuate asupra acestor tipuri de roci, comparate cu rezultatele microtectonice obţinute asupra rocilor sedimentare cu care vin în contact, arată că în istoria formării acestor roci a existat un moment comun, în care ele au fost supuse aceloraşi forţe care au imprimat trăsături microtectonice comune acestor roci. Aceste trăsături ies în evidenţă în diagramele structurale, care au o alură foarte asemănătoare (fig. 13).

Atît în andezitele cu hipersten, hornblendă şi biotit, cît şi în depozitele sedimentare panoniene înconjurătoare, se pune în evidenţă un maxim bine pronunţat, care reprezintă un sistem principal de diaclaze orizontale sau foarte apropiată de această poziţie. Orientarea acestui sistem de diaclaze coincide cu orientarea preferenţială a feţei (010) la fenocristalele de plagioclazi, maximul de frecvenţă a sistemului de diaclaze fiind cuprins (ca poziţie) în centura dată de orientarea preferenţială a feldspaţilor. Singura deosebire care se constată între diagramele structurale care reprezintă orientarea planelor de şistozitate şi a crăpăturilor verticale din rocile sedimentare, pe de o parte, şi diagramele structurale ale diaclazelor din andezite, pe de altă parte, constă în faptul că, în timp ce în andezite sistemele de crăpături se evidenţiază foarte clar, în diagrama pentru rocile sedimentare se reliefează mai mult şistozitatea rocii, aceasta fiind paralelă cu principalul sistem de diaclaze din andezite.

Orientarea crăpăturilor verticale din roca sedimentară, deşi în linii generale coincide cu poziţia diaclazelor din andezite, nu este atît de clară. Aici avem un caz tipic pentru asemănarea microtectonică a unui corp eruptiv şi rocile înconjurătoare pe care le străbat. Aşa cum am arătat şi cu altă ocazie (8), sistemele de crăpături cu orientare comună într-un corp eruptiv şi roca înconjurătoare (sedimentară sau cristalină) reflectă acel moment comun din istoria evoluţiei lor cînd ele au fost supuse aceluiaşi regim termic. Cu alte cuvinte, în momentul punerii în loc a unei

magme, roca înconjurătoare este încălzită şi îmbibată cu soluţii, fiind apoi antrenată în procesul de răcire împreună cu corpul eruptiv.

Rocile granulare porfirice nu au fost întîlnite la suprafaţă; ele au fost interceptate însă în forajul nr. 19 din valea Chiuzbaia, la adîncimi cuprinse între 400 şi 500 m. Roca are structură porfirică, textură aparent neorientată, cu pastă microcristalină, a cărei cantitate atinge 50% din toată masa rocii. Plagioclazii cu structură zonară se caracterizează prin zone foarte multe şi subţiri. Mineralele melanocrate sînt reprezentate prin hipersten şi augit, ambele foarte alterate, putîndu-se recunoaşte în majoritatea cazurilor numai pe bază de contur cristalografic. Hiperstenul este adesea uralitizat. Roca este impregnată cu pirită. În golurile de dizolvare ale rocii se observă atît depuneri de calcită şi silice amorfă (pl. II, fig. 10) cît şi formare de calcedonie fibro-radiară (pl. II, fig. 11). Uneori se constată şi prezenţa varietăţii proaspete a acestei roci. În acest caz piroxenii proaspeţi sînt maclaţi polisintetic.

Andezitele cu hipersten şi hornblendă au fost întîlnite numai în fragmente pe dealul Bulat, unde nu se află deschideri naturale. Acest tip de rocă deci nu a putut fi delimitat cartografic. Sînt roci de culoare violacee, în care la microscop se observă prezenţa unor fenocristale mari de hipersten parţial opacitizat şi de hornblendă bazaltică de asemenea ca fenocristale.

CONCLUZII

Prin lucrarea de faţă s-au extins cercetările microtectonice şi structurale petrologice asupra regiunii Chiuzbaia, continuînd să se determine mai exact forma de zăcămînt a unor corpuri eruptive din regiunea Baia Mare şi cu ajutorul acestor metode.

Faţă de hărţile anterioare s-a modificat limita dintre andezitele vechi, considerate de autorii precedenţi ca aparţinînd andezitelor de tip Seini, şi andezitele cu hipersten şi augit (α_5, pe hărţile anterioare). S-a precizat totodată că pe afluenţii văi Chiuzbaia nu apar andezite vechi, ci o varietate foarte alterată a andezitelor cu hipersten şi augit.

Din relaţia care s-a constatat în valea Chiuzbaia, andezitele cu hipersten, hornblendă şi biotit care apar în partea sud-vestică a satului Chiuzbaia par a fi mai tinere decît s-a considerat pînă în prezent, avînd în vedere că ele metamorfozează depozitele sedimentare panoniene.

Prin studiile microtectonice s-a determinat forma de zăcămînt a acestui andezit, care s-a dovedit a fi un corp subcrustal de alura unui sill de proporţii mari.

În general sîntem de părere că andezitele alterate din această parte a regiunii Baia Mare nu formează tip comun cu andezitele denumite „de tip Seini" de cercetătorii anteriori în partea vestică a regiunii (Seini şi Ilba). Ele nu corespund nici în privinţa vîrstei cu andezitele de Seini. O asemenea „paralelizare" largă a unei formaţiuni eruptive nu are justificare vulcanologică. Andezitele silicifiate de la marginea satului Chiuzbaia metamorfozează depozitele panoniene şi sînt andezite cu hipersten, hornblendă şi biotit, iar andezitele argilizate de pe afluentul

văii Chiuzbaia sînt andezite cu hipersten şi augit, şi sînt suportate de depozite sedimentare panoniene (fig. 12).

Observăm deci că, chiar într-o regiune atît de restrînsă cum este aceea pe care o studiem, andezitele alterate hidrotermal, asupra cărora pînă în prezent s-au făcut consideraţii mai mult stratigrafice decît vulcanologice, aparţin unor tipuri de roci diferite. În cazul regiunilor vulcanice, astfel de încercări de paralelizare a formaţiunilor considerate a fi asemănătoare nu numai că sînt inutile, dar, după cum am văzut, pot duce la formularea unor concluzii eronate, care nu contribuie cu nimic la reconstituirea fenomenelor vulcanice care au generat formaţiunile în cauză.

BIBLIOGRAFIE

1. Giuşcă D., *Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare*, St. şi cerc. de geol., 1960, **V**, *3*.
2. Iorgulescu T., *Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare*, D.d.s. Comit. geol., 1952, **XXXIX**.
3. Ianovici V. şi colab., *Ghidul excursiilor A. Baia Mare*, Asoc. carpato-balc. Congr. V, 1961.
4. Pálfy M., *Die Montangeologischen Verhältnisse von Nagybánya, Borpatek, Felsőbánya und Kisbánya*, Jahresb. d. k. geol. Reichsanst. (1915), Budapesta, 1917.
5. Paucă M., *Sedimentarul din regiunea eruptivă de la nord-est de Baia Mare*, D.d.s. Comit. geol., Bucureşti, 1955, **XXXIX** (1952—1953).
6. Polonic P. şi Polonic G., *Contribuţiuni la studiul geologic al regiunii Chiuzbaia (reg. Baia Mare)*, D.d.s. Comit. geol., Bucureşti, 1963, **XXXVII** (1959—1960).
7. Pomîrleanu V., *Cercetări experimentale cu privire la temperatura de formare a cristalelor de cuarţ din zăcămîntul hidrotermal de la Herja (Baia Mare)*, Bul. şt. Secţ. geol.-geogr., **II**, *3—4*.
8. Szőke A., *Studii structurale petrologice în masivul subvulcanic Toroiaga (Carpaţii Orientali)*, St. şi cerc. de geol., 1962, **VII**, *3—4*.
9. — *Cercetări petrografice şi de analiză structurală petrologică în valea Firizei, reg. Baia Mare*, St. şi cerc. de geol., 1963, **VIII**, *1*.
10. — *Consideraţii asupra mişcării magmei în neckul de la Racul-Ciuc*, St. şi cerc. de geol.-geof.-geogr., seria geologie, 1964, **9**, *1*.
11. — *Cercetări microtectonice şi structurale petrologice în regiunea văii Ilbei (Munţii Gutîi)*, în acest volum, p. 391—400.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România

Primit în redacţie în iunie 1964

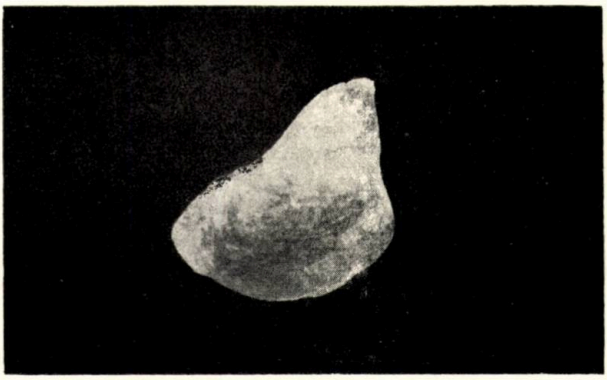


Fig. 5. — *Congeria czjzeki* M. Hoern., din marnele panoniene interceptate de forajul nr. 19 (175 m) din valea Chiuzbaia.

Fig. 6. — Structura andezitului piroxenic cu pasta criptocristalină din valea Chiuzbaia ; nicoli + ; 45 ×.

Fig. 7. — Aglomerare de piroxeni în andezitul din valea Chiuzbaia ; nicoli + ; 45 ×.

Fig. 8.—Plagioclazi zonați în andezitul cu piroxeni din valea Chiuzbaia; nicoli + ; 100 ×.

Fig. 9. — Augit maclat polisintetic în secțiune bazală; nicoli + ; 100 ×.

Fig. 10.—Silice amorfă (*s*) și calcită (*c*) în andezit (forajul nr. 19, 384—385 m); nicoli + ; 45 ×.

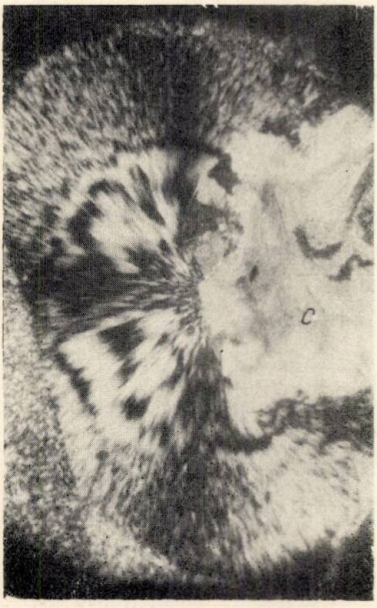


Fig. 11. — Calcedonie fibroradiară și calcită (*c*) în andezit (forajul nr. 19, 383—384 m); nicoli + ; 100 ×.

HIDROMETAMORFISMUL ANDEZITULUI CUARȚIFER NEOGEN DIN SECTORUL ALMAȘUL MARE (ZLATNA, MUNȚII METALIFERI)

DE

M. BORCOȘ și CONSTANTINA STANCIU

55(05)

Studiul geochimic al andezitului din aureola hidrotermală a zăcămîntului auroargentifer și de sulfuri polimetalice a permis separarea a trei tipuri principale de transformare : a) andezit propilitizat cu andezin (zona externă), b) andezit propilitizat cu sericit (zona intermediară) și c) andezit sericitizat (zona internă). Primele două tipuri corespund procesului de propilitizare în condiții de temperatură și de presiune ridicată, spre deosebire de stadiul ulterior de metasomatoză potasică. Din datele obținute se poate considera că în general rocile îmbogățite în sericit, cu un conținut mai mare de 3,5% K_2O, presupun existența unor acumulări de minereu.

Analiza petrochimică aplicată în cercetarea produselor de transformare hidrotermală legate de dezvoltarea diverselor corpuri de minereu s-a dovedit a fi un mijloc eficace de investigație, contribuind în cea mai mare măsură la explicarea și la stabilirea interdependenței dintre fenomenele de hidrometamorfism și mineralizație.

Acest stadiu constituie o etapă mai avansată în cercetarea zonelor de transformare hidrotermală, deoarece pînă în prezent la noi în țară considerațiile de acest fel se bazau în general pe observații de ordin mineralogic [1] (6), (8), (9).

[1] Constantina Stanciu, *Studiul alterațiilor hidrotermale din rocile efuzive neogene din zona Zlatna — Stănija (Munții Metaliferi)*, Arh. Com. geol., 1960 ; *Studiul transformărilor hidrotermale din zăcămîntul aurifer Săsar (regiunea Baia Mare)*, Arh. Com. geol., 1961—1962 ; *Studiul zonalității proceselor de metasomatoză hidrotermală din zăcămîntul Bucium și Săcărîmb (Munții Metaliferi)*, Arh. Com. geol., 1961—1962 ; *Studiul mineralizațiilor și alterațiilor hidrotermale legate de eruptivul neogen (Mina Haneș)*, Arh. Com. geol., 1963 ; *Studiul mineralizațiilor și alterațiilor hidrotermale legate de eruptivul neogen*, Arh. Com. geol., 1964.

Lucrarea de faţă reprezintă continuarea acestor cercetări, avînd ca obiect studiul aureolelor hidrotermale generate de mineralizaţiile localizate în vulcanitele neogene.

Numeroasele deschideri naturale, lucrări de exploatare şi de explorare din vulcanitele neogene ale Munţilor Metaliferi oferă condiţii favorabile unui studiu detaliat al rocilor eruptive transformate hidrotermal din apropierea principalelor căi de acces a soluţiilor mineralizante. În general, transformările hidrotermale interesează andezitele cuarţifere din faza a II-a [2], de care este legată şi principala fază metalogenetică auro-argentiferă.

★

Zăcămîntul Haneş este cantonat în corpul andezitic cuarţifer din vf. Iepurelui, bazinul văii Almaş, la circa 20 km nord-vest de localitatea Zlatna (raionul Alba).

Din ultimele date publicate (2), (3) se poate considera că activitatea eruptivă din acest sector are o vîrstă posttortoniană, corelată celei de-a II-a faze eruptive din regiunea Munţilor Metaliferi.

Zăcămîntul Haneş este constituit din două fracturi principale mineralizate (filonul 11 şi 22), orientate VNV—ESE, care formează axul zăcămîntului. Aceste fracturi prezintă în părţile superioare numeroase ramificaţii cu aspect arborescent. Lungimea celor două filoane atinge circa 1 000 m, depăşind limitele corpului andezitic în care se dezvoltă cu precădere, iar extinderea în profunzime, din datele cunoscute pînă în prezent, este de circa 650 m (fig. 1). Grosimea filoanelor variază între dimensiuni de ordinul centimetrilor pînă la 1 m frecvent întîlnindu-se grosimi de 0,30 cm. Umplutura fracturilor filoniene este constituită din următoarele minerale metalice : pirită auriferă, marcasită, blendă, galenă, calcopirită, pirotină, sporadic aur nativ şi minerale de gangă : cuarţ, calcit, dolomit şi minerale argiloase. Mineralizaţia are în general un caracter auroargentifer, cu specific polimetalic mai pregnant la nivelele inferioare (sub orizontul —40 m). Unele rezultate de geotermometrie indică caracterul monoascendent al mineralizaţiei în condiţii termodinamice de formare, specifice unui stadiu mezotermal (1).

Materialul colectat în mod sistematic din aureola hidrotermală a andezitului cuarţifer din mina Haneş la nivelele celor 7 orizonturi, analizat microscopic şi chimic, a permis descifrarea modificărilor mineralogice şi chimice determinate de reacţiile metasomatice postvulcanice, care au avut loc în roca-gazdă pe seama circulaţiei soluţiilor hidrotermale. Reprezentarea diagramatică a rezultatelor obţinute oferă criterii de separare a trei tipuri de alterare, stabilirea succesiunii acestora pe orizontală de la sursă spre roca proaspătă şi variaţia lor pe verticală, ceea cea a permis reconstituirea diverselor stadii de transformare a rocilor în procesul hidrotermal.

---

[2] Faza a II-a de erupţii din bazinul Zlatna — Almaşul Mare, conform ultimelor date, corespunde fazei a III-a din schema succesiunii erupţiilor din Munţii Metaliferi, elaborată de T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu (4).

Încadrarea observațiilor noastre privind evoluția proceselor de transformare hidrotermală din zăcămîntul Haneș într-un cadru geologic regional s-a făcut luînd în considerare și alte indicații, care privesc faza și vîrsta erupției, tectonica și structura zăcămîntului, caracterul mineralizației și condițiile termodinamice de formare.

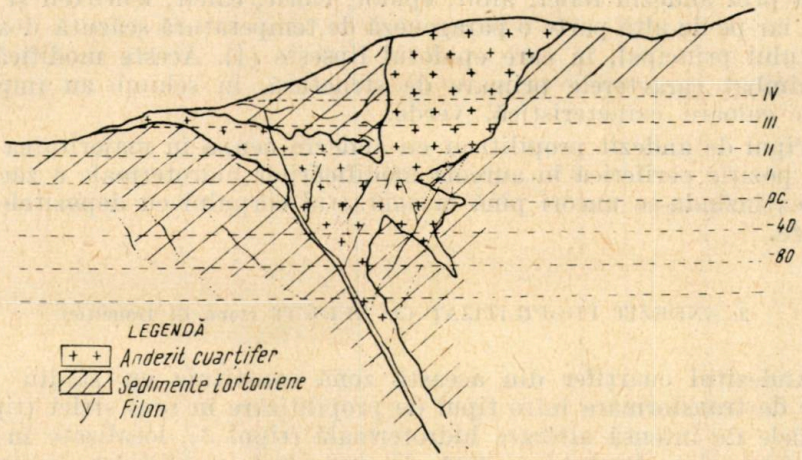


Fig. 1. — Secțiune geologică în zona mediană a zăcămîntului Haneș (după M. Borcoș, I. Gheorghiță, S. Bostinescu, P. Matieș).

TIPURI DE TRANSFORMARE ȘI ZONALITATEA ALTERAȚIEI HIDROTERMALE

Mineralele de neoformație ale andezitului cuarțifer identificate diferențiază în aureola hidrotermală a zăcămîntului Haneș trei tipuri distincte de transformare, dispuse astfel față de filoanele mineralizate:

1) andezit propilitizat cu andezin în zona externă;
2) andezit propilitizat cu sericit în zona de tranziție;
3) andezit sericitizat în zona internă.

Caracterizarea fiecărui tip s-a făcut ținînd cont de modificările mineralogice și chimice survenite în rocă în cele trei stadii de diferențiere ale procesului hidrotermal.

I. MODIFICĂRI MINERALOGICE

1. ANDEZIT PROPILITIZAT CU ANDEZIN (zona externă)

Procesul de substituție în acest stadiu de transformare condiționează formarea albitului și sericitului sub formă de rețele fine în fenocristalele de plagioclaz (cu 35—46% An); prin înlocuirea cristalelor de hornblendă și piroxen rezultă calcit, epidot, clorit, subordonat sericit, opacit (?) și

leucoxen. Pasta rocii este impregnată cu foițe fine de clorit, individualizat adesea ca agregate radiare, precipitat în unele goluri de dizolvare (6), (8). Pirita este prezentă sub forma unor cristale diseminate în masa rocii. Asociația mineralelor de substituție care caracterizează andezitul propilitizat cu andezin indică, pe de o parte, o parageneză de temperatură mai înaltă sub orizontul principal în canalul de alimentare al corpului, reprezentată prin andezin relict, albit, epidot, clorit, calcit, leucoxen și puțin sericit, iar pe de altă parte o parageneză de temperatură scăzută deasupra orizontului principal, în care epidotul lipsește (4). Aceste modificări nu au schimbat caracterele primare de structură, în schimb au imprimat rocii o culoare caracteristică, verde.

Tipul de andezit propilitizat cu andezin ocupă în majoritatea cazurilor o poziție periferică în aureola modificărilor hidrotermale a zăcămîntului, extinzîndu-se uneori pînă la contactul corpului cu depozitele sedimendare.

2. ANDEZIT PROPILITIZAT CU SERICIT (zona de tranziție)

Andezitul cuarțifer din această zonă constituie un stadiu intermediar de transformare între tipul de propilitizare în sens strict (tipul 1) și formele de intensă alterare hidrotermală (tipul 3), localizate în apropierea filoanelor. Deosebirea față de andezitul propilitizat cu andezin constă în transformarea integrală a plagioclazului în sericit și calcit. Produsele de substituție formate pe seama elementelor melanocrate sînt aceleași, cu excepția înlocuirii epidotului cu clorit și calcit la orizonturile inferioare. În pastă, conținuturile în clorit, sericit, calcit și pirită cresc.

Deși schimbările mineralogice nu sînt esențiale, totuși acest tip de transformare se detașează din suita aspectelor de alterare hidrotermală. Macroscopic, fenomenul se traduce printr-o decolorare mai intensă a rocii (culoare cenușie — alb-verzuie), care își menține încă structura porfirică.

3. ANDEZIT SERICITIZAT (zona internă)

În această zonă, evoluția procesului de transformare hidrotermală a avansat în sensul unei accentuate sericitizări și cloritizări, însoțite ulterior de carbonatări și silicifieri. În cadrul acestei zone se individualizează cîteva parageneze distincte, în ansamblu caracterizate prin prezența sericitului, dispuse de cele mai multe ori într-o anumită succesiune.

a. Sericitul și cloritul alcătuiesc cea mai frecventă asociație ; cloritul se dezvoltă în masa elementelor melanocrate și în pastă, iar sericitul care înlocuiește în întregime fenocristalele de plagioclaz apare și în cele de piroxen și hornblendă, alături de clorit, ca și în pasta rocii. Cu totul secundar participă în această parageneză cuarțul și calcitul. Cloritul prezintă unele varietăți magneziene aproape incolore, cu interferența apro-

piată de cea a sericitului, spre deosebire de varietățile feromagneziene, caracteristice andezitului propilitizat cu andezin.

b. Sericitul, în unele cazuri, reprezintă unicul mineral de substituție, dezvoltat atît în fenocristale, cît și în pasta rocii. Sporadic i se asociază cloritul, cuarțul și calcitul.

c. Sericitul împreună cu carbonații constituie o altă parageneză specifică; calcitul și sideritul, însoțite sporadic de ankerit și dolomit, formează agregate microgranulare pe seama elementelor melanocrate, iar sericitul și cloritul se dezvoltă în special în cadrul fenocristalelor de plagioclaz.

d. Cuarțul, în mod excepțional, poate constitui prin prezența sa, în unele situații, singurul mineral de substituție, însoțit uneori de sericit, pe care adesea îl înlocuiește. Agregatele cuarțoase sau cuarțo-sericitoase ocupă locul fenocristalelor, înlocuind uneori integral și pasta rocii.

În cele patru parageneze de minerale de neoformație menționate, pirita este omniprezentă, cu o participare mai însemnată în roca din apropierea filoanelor. Leucoxenul citat în andezitul din zona externă reprezintă, în asociația mineralelor de substituție menționate aici, un element relict.

Relațiile dintre asociațiile mineralelor de substituție și participarea cantitativă a acestora în cadrul zonei interne oferă posibilitatea descifrării succesiunii lor și explicarea dispoziției zonale în raport cu sursa de mineralizare. Varietatea de clorit magnezian (antigorit) reprezintă mineralul timpuriu format în stadiul alterației hidrotermale intense. De obicei, asociațiile cu clorit sînt localizate în partea mediană și externă a zonei interne. Înlocuirea cloritelor aproape în întregime cu sericit delimitează un moment ulterior, care definește în sens strict fenomenul de sericitizare. Acest proces a avut loc în porțiunile din imediata vecinătate a filoanelor. Situațiile mai rar întîlnite în care cuarțul și carbonații înlocuiesc sericitul marchează momentul final al activității metasomatice hidrotermale. În acest fel, silicifierea apare normal în apropierea filoanelor; în schimb, aspectele de carbonatare se dezvoltă de obicei în partea mediană a zonei interne sau înspre zona de tranziție. Menționăm că cloritul și carbonații din acest stadiu de intensă transformare, spre deosebire de cele întîlnite în zona externă și intermediară, reprezintă o generație mai tînără.

Fenomenul de transformare din acest stadiu se răsfrînge și asupra aspectului macroscopic al rocii prin albirea acesteia; structura primară se șterge complet, rezultînd un agregat compact sau microgranular.

Deoarece în andezitul din zona intens alterată prezența sericitului este permanentă, cu tendință de acumulare în apropierea filoanelor, admitem noțiunea de sericitizare și în cazurile cînd celelalte minerale de substituție care însoțesc sericitul prezintă îmbogățiri mai importante. În acest fel, termenul de andezit sericitizat trebuie admis într-o accepție mai largă, cu posibilitatea separării unor subtipuri corespunzătoare paragenezelor mineralogice citate (andezit sericitizat cu clorit, cu carbonați cu cuarț etc., analoge tipurilor *a*, *c* și *d*).

II. MODIFICĂRI CHIMICE

Caracterizarea chimică a andezitului hidrotermalizat s-a făcut pe baza analizelor cantitative ale unor componenți chimici (SiO_2, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, H_2O, CO_2 și S), dintre care unii au jucat un rol important în dinamica metamorfismului hidrotermal. Acest fenomen a avut loc prin acțiuni de levigare și aport de substanță concomitent cu mobilizarea și redepunerea unor elemente în cele trei zone de transformare citate anterior. Pentru fiecare tip de modificare din seria componenților chimici analizați sînt caracteristice doar anumite grupe, care definesc, prin conținuturile lor deosebite, un aspect particular.

1. ANDEZIT PROPILITIZAT CU ANDEZIN (zona externă)

Grupa oxizilor de Ca, Mg și Na caracterizează chimic această transformare de prim stadiu prin valorile lor ridicate, cu limite mici de variație. Conținutul în CaO este de 4% deasupra orizontului —40 m, cu tendință de creștere la 4,5% sub nivelul acestui orizont. Între orizontul principal și orizontul II, limitele conținutului în CaO variază între 3,5 și 4% (fig. 3, 4, 5 și 7). MgO, de asemenea, are conținuturi constante, în medie, de 2% deasupra orizontului principal și 1,8% sub acesta (fig. 2 și 7). În general, curba Mg în secțiunile orizontale descrie o linie aproximativ dreaptă, care, în toate cazurile, în raport cu cea a CaO indică valori mai mici. Conținutul în Na_2O la nivelul celor șapte orizonturi variază între 1,5 și 2,5%. Aceasta reprezintă valoarea maximă de 2,5% la nivelul orizontului —40 m, I, II și IV și valoarea minimă de 1,5% la nivelele orizontului principal și III. Conținutul în K_2O are aceeași dispoziție neregulată, cu o valoare medie de 1% sub nivelul orizontului II și mai crescut, pînă la 2%, deasupra acestui orizont (fig. 5 și 7). Din diagramă (fig. 7) se constată că valorile SiO_2 sînt cele mai constante (56%), cu o slabă tendință de creștere.

Compoziția chimică a andezitului propilitizat cu andezin corespunde, prin conținuturile importante de CaO, MgO și Na_2O, paragenezei mineralogice formate din plagioclaz proaspăt (uneori incipient transformat în sericit, albit și calcit), clorit, calcit, sericit±epidot.

2. ANDEZIT PROPILITIZAT CU SERICIT (zona de tranziție)

Compoziția chimică a rocii din această zonă nu prezintă deosebiri esențiale față de stadiul anterior descris; curbele pentru diversele conținuturi tind să se acomodeze pozițiilor pe care le ocupă în zona internă de sericitizare, care în același timp reprezintă un stadiu stabil de echilibru chimic. Astfel conținuturile de CaO la diferite orizonturi (fig. 7) descresc de la andezitul propilitizat cu andezin spre andezitul sericitizat, în timp ce MgO crește progresiv. Pentru CaO valorile se înscriu între 0,2 și 6%, depășind uneori aceste cifre la nivelul orizontului —40, prin-

cipal și I. În părțile inferioare ale zăcămîntului, precum și în părțile superioare, limitele de variație ale conținutului se restrîng între 0,2 și 2,5% (fig. 7). Unele accidente observate în alura curbelor în sensul unei creșteri

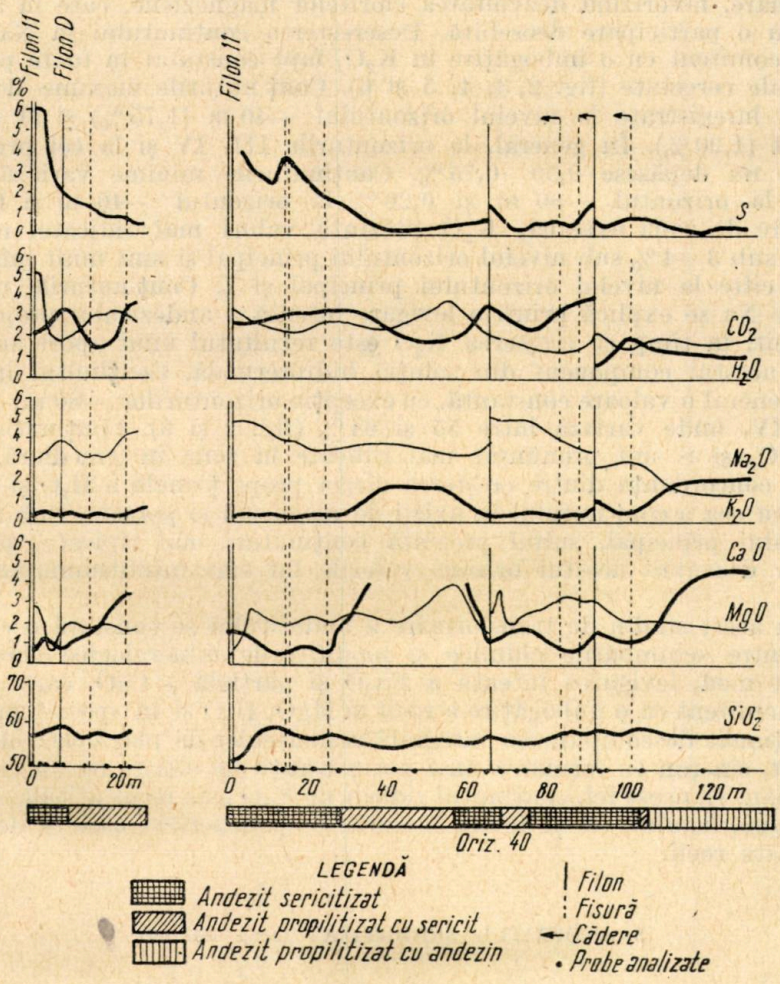


Fig. 2.—Variația cantitativă a principalilor constituienți chimici în aureola hidrotermală a andezitului cuarțifer.

a conținutului în CaO se explică, pe de o parte, prin mobilizarea acestuia din zona internă în cea intermediară, într-un proces de levigare și depunere, iar pe de altă parte prin aportul acestuia din soluția hidrotermală în momentele cînd aceasta avea un accentuat caracter bicarbonatat. Din variația pe verticală a conținutului în MgO se observă repartizarea valorilor mari (>3 și 4%) deasupra orizontului I. Sub nivelul orizontului

principal spre adîncime, conținuturile maxime și minime sînt bine încadrate, valorile fiind de 1% între orizontul —40 m și cel principal și de 1,75—2% la nivelul orizontului — 80 m. Oxidul de magneziu de asemenea prezintă în această zonă unele acumulări determinate de același proces de drenare, favorizînd dezvoltarea cloritelor magneziene, care în această zonă au o participare deosebită. Descreșterea conținutului în Na_2O are loc concomitent cu o îmbogățire în K_2O, fapt constatat în toate profilele orizontale cercetate (fig. 2, 3, 4, 5 și 6). Conținuturile maxime de Na_2O au fost înregistrate la nivelul orizontului —40 m (1,75%) și al orizontului II (1,20%). În general, la orizonturile III, IV și la cel principal, valorile nu depășesc 0,50—0,75%. Conținuturile minime variază între 0,10% la orizontul —80 m și 0,20% la orizontul —40 m și I. Spre deosebire de zona externă, K_2O prezintă valori mai ridicate, care se mențin sub 3—4% sub nivelul orizontului principal și sînt mult inferioare acestei cifre la nivelul orizontului principal și I. Conținuturile mici în oxizi de Na se explică printr-o levigare intensă a andezitului propilitizat cu sericit, în timp ce creșterea K_2O este rezultatul unui aport substanțial al acestui component din soluția hidrotermală. Conținutul în SiO_2 are în general o valoare constantă, cu excepția orizonturilor —80 m, —40 m, III și IV, unde variază între 55 și 64% (fig. 2 și 6). Conținuturile în H_2O, CO_2 și S sînt pronunțat mai ridicate în zona intermediară. Menționăm concordanța dintre creșterea direct proporțională a H_2O și CO_2 în raport cu cea a conținutului în oxizii de magneziu și potasiu. Sub nivelul orizontului principal, sulful prezintă conținuturi mai ripicate, pînă la 4%, iar deasupra acestui orizont valorile lui sînt întotdeauna mai mici de 1%.

În acest stadiu de transformare a andezitului se constată o concordanță între schimbările chimice și modificările mineralogice survenite. În acest mod, levigarea intensă a Na_2O și parțială a CaO, care a avut loc concomitent cu o îmbogățire a rocii în MgO, H_2O și în special în K_2O, a condiționat descompunerea integrală a moleculei de plagioclaz în calcit și sericit, sincron cu formarea unei noi generații de clorite cu un caracter magnezian. În acest fel, conținutul ridicat de K_2O este legat atît de substituția plagioclazului, cît și de cea a cloritelor prin sericit, care se dezvoltă și în pasta rocii.

3. ANDEZITUL SERICITIZAT (zona internă)

Sericitizarea integrală a andezitului în zona internă a avut loc în stadiul final al circulației, soluțiilor hidrotermale, cu un aport însemnat de K^+, H_2S, CO_2 și H_2O și cu transport de Mg^{++} într-o fază premergătoare sau concomitentă procesului de cristalizare a mineralelor metalice. Pe de altă parte, continuarea levigării mai intense a Na_2O și CaO explică conținuturile minime ale acestor oxizi. Prezența SiO_2 uneori în cantități mai ridicate este nesemnificativă pentru acest stadiu de transformare.

Urmărind curba CaO la diferite orizonturi, se observă că în general valorile maxime se găsesc între orizontul principal și I. Conținuturile

oscilează între 0,25 %, limita inferioară, și 5 %, limita superioară. Sub orizontul principal, conținuturile de CaO sînt mult mai mici, acestea variind între 0,20 și 2 %. Deasupra orizontului II se observă de asemenea

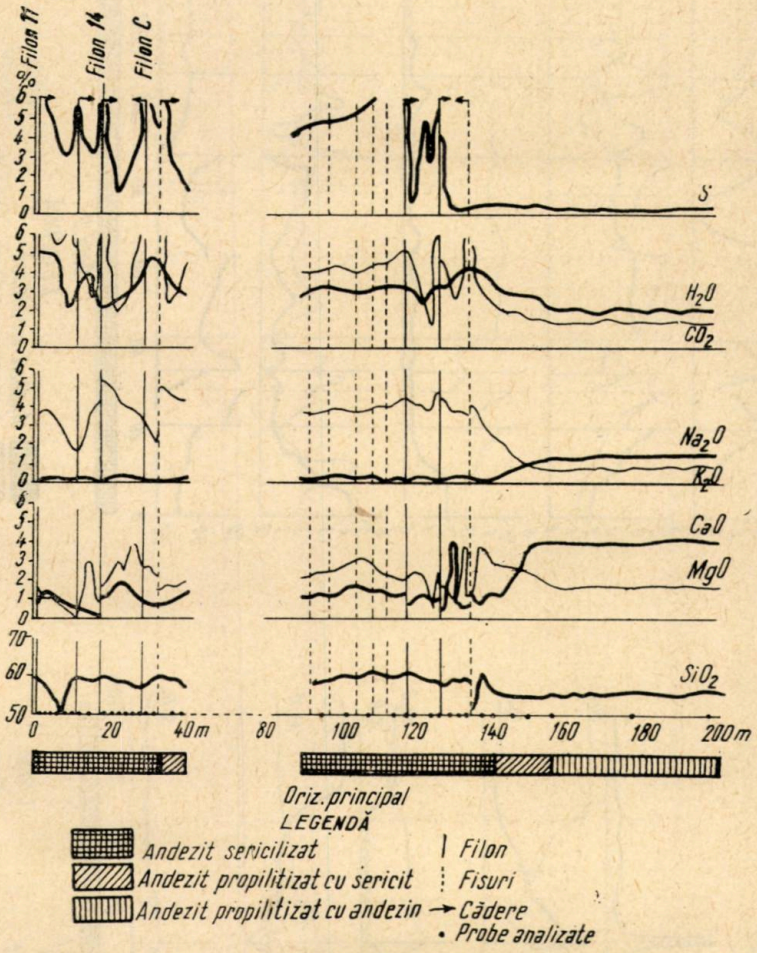


Fig. 3. — Variația cantitativă a principalilor constituienți chimici în aureola hidrotermală a andezitului cuarțifer.

valori mai scăzute, care variază între 0,20 și 5 %. Curbele de variație a CaO sînt în general mai constante în lungul profilelor orizonturilor I, III și IV. Aspectul oscilant cu amplitudini destul de mari al curbei CaO din zona internă, observat în lungul celorlalte profile, se datorește prezenței conținuturilor mici în zona din apropierea filonului, valorilor ridicate în spațiile interfiloniene și conținuturilor medii în zonele de fisurație. Analizînd distribuția CaO exclusiv în andezitul sericitizat din

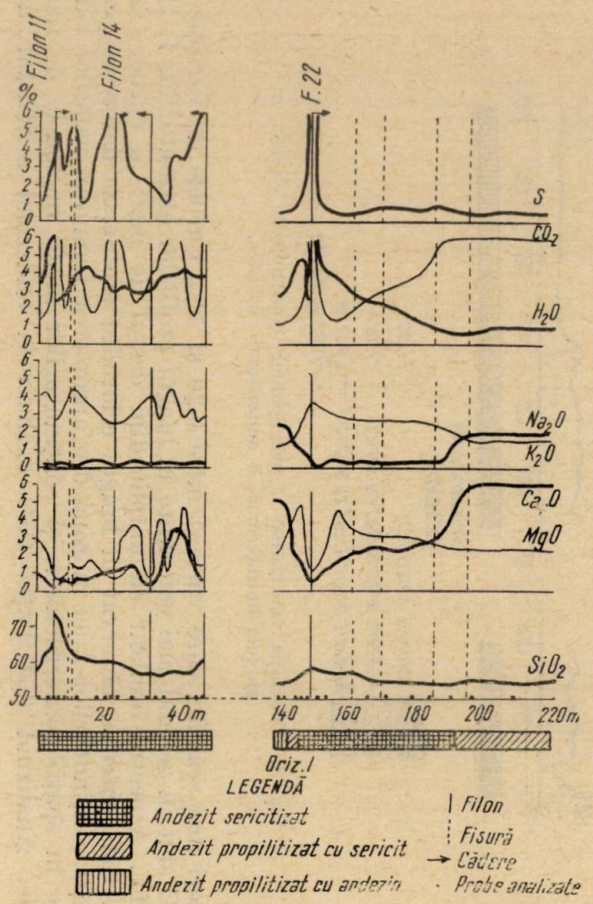


Fig. 4. — Variația cantitativă a principalilor constituienți chimici în aureola hidrotermală a andezitului cuarțifer.

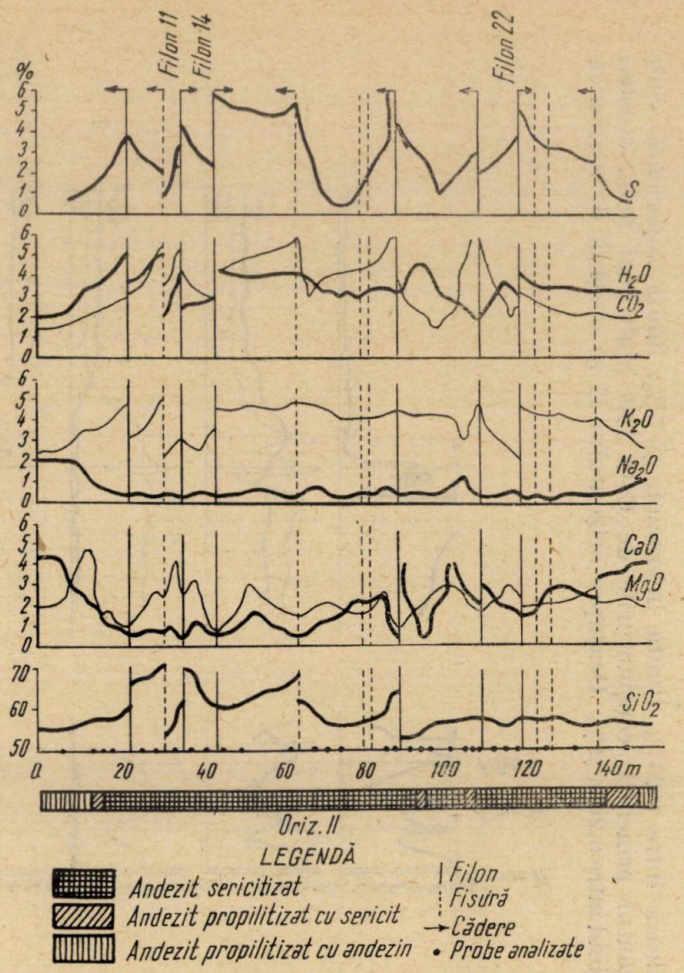


Fig. 5. — Variația cantitativă a principalilor constituienți chimici în aureola hidrotermală a andezitului cuarțifer.

apropierea filonului 11 (fig. 8), se observă că în general conținuturile mai mari de 1,5% sînt repartizate pe intervale mai extinse la orizonturile superioare (III—IV) atît în culcușul, cît și în acoperișul filonului.

Prezența MgO în andezitul sericitizat este marcată de valori cuprinse între 0,25 și 5%. Cele mai mari conținuturi se întîlnesc, ca și în cazul

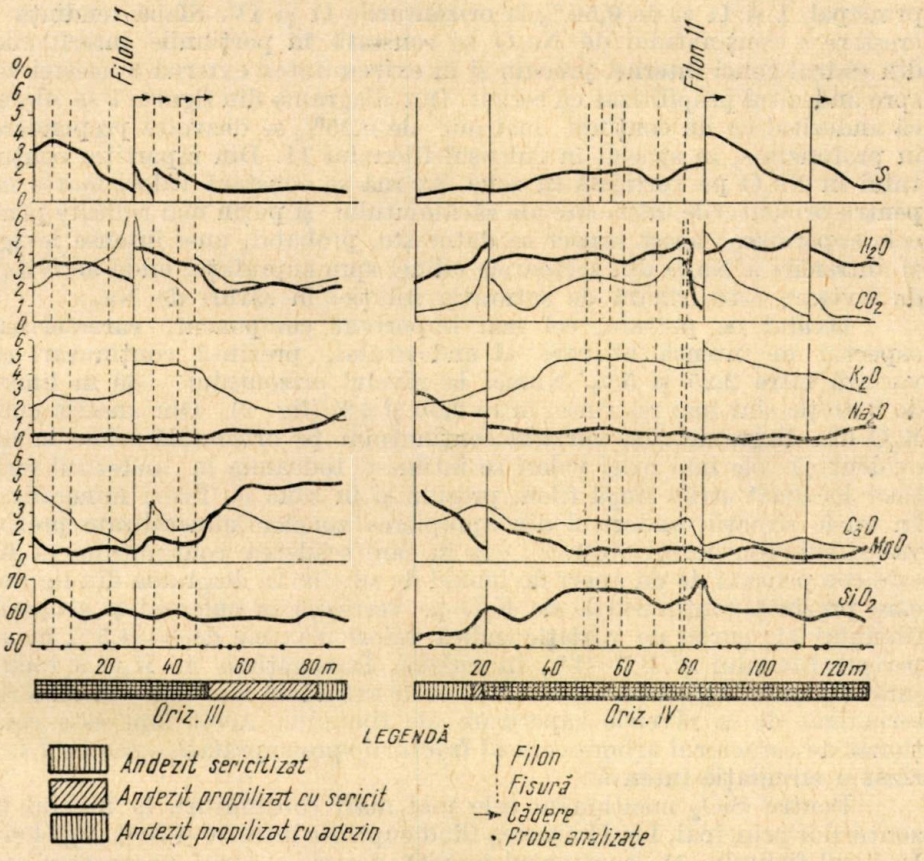


Fig. 6. — Variația cantitativă a principalilor constituienți chimici în aureola hidrotermală a andezitului cuarțifer.

CaO, numai la nivelele orizonturilor principal, I și III (fig. 4 și 6). Din curbele de variație a MgO pe orizontală (fig. 2, 3, 4, 5 și 6) se observă totdeauna în porțiunile din imediata apropiere a filonului o scădere bruscă a conținutului. Căderea are loc între 1 și 2,5%. Raportul dintre MgO și CaO în zona internă este invers celui prezentat pentru andezitul propilitizat cu andezin în zona externă, MgO prezentînd de data aceasta valorile cele mai ridicate. Variația pe verticală a MgO în andezitul sericitizat

din zona de influență a filonului 11 (fig. 8) se desfășoară între 0,75 și 2% în acoperișul filonului și 1,5—2% în culcuș. Andezitul sericitizat cu un conținut de MgO pînă la 2% ocupă suprafețe mai mari la nivelele inferioare, sub orizontul II, în special în culcușul filonului.

Procentul de Na_2O, foarte scăzut în această zonă, mult inferior celui din andezitul propilitizat (cu andezin sau cu sericit), prezintă valori minime de 0,10% la orizontul —80 m, de 0,20% la orizonturile —40 m. principal, I și II și de 0,50% la orizonturile II și IV. Slaba tendință de creștere a conținutului de Na_2O se constată în porțiunile interfiloniene din cadrul zonei interne, precum și în extremitatea externă a acestei zone spre andezitul propilitizat cu sericit. Din diagrama din figura 7 se observă că andezitul cu un conținut mai mic de 0,25% se dezvoltă preponderent în profunzime, în special în culcușul filonului 11. Din repartiția conținutului în Na_2O pe verticală în zona internă se constată valori foarte mici pentru orizonturile inferioare ale zăcămîntului și puțin mai ridicate pentru cele superioare; acest aspect se datorește, probabil, unei intense levigări și antrenări a Na_2O din sectoarele adînci spre suprafață, unde activitatea de levigare este frînată de saturația soluției în săruri de Na.

Oxidul de potasiu, cel mai important component, caracterizează aspectul de intensă alterare al andezitului, prezintă conținuturi care variază între 2,25 și 5%. Numai la nivelul orizontului —80 m limitele de variație sînt mai restrînse, între 2,50 și 4% (fig. 2). Din analiza curbei K_2O din diagramele cu variația conținutului pe orizontală reiese în mod evident că cele mai mari valori se întîlnesc todeauna în andezitul sericitizat localizat strict lîngă filon, precum și în zona cu fisuri mineralizate. În unele situații, andezitul din apropierea zonelor mineralizate prezintă valori sub conținutul obișnuit, caz în care scăderea conținutului în K_2O este compensată de un aport de bioxid de siliciu. În diagrama din figura 8, care prezintă conținuturile de K_2O pe verticală în culcușul și acoperișul filonului 11, curba de variație indică valori maxime de 3—4,5% în acoperișul filonului și 3,5—4% în culcuș. Îmbogățirea în K_2O a rocii în jurul filonului este mai accentuată, cu o extindere mai mare în andezitul sericitizat de la nivelele superioare ale filonului. Acest fapt este condiționat de caracterul arborescent al fracturii spre suprafață, ceea ce a favorizat o circulație intensă.

Pentru SiO_2 menționăm cele mai mari conținuturi, la nivelul orizonturilor principal, I și II acestea fiind cuprinse între 50 și 70% (fig. 4 și 5). În jurul filonului 11, conținutul în SiO_2 descrie o curbă necaracteristică, care prezintă o variație pe verticală în limitele 52—70% în acoperișul filonului și de 58—62% în culcuș. Andezitul sericitizat cu un conținut mediu de 58% se dezvoltă în mod egal — atît în culcușul, cît și în acoperișul filonului — doar în sectorul de deasupra orizontului principal.

Hidratarea intensă a andezitului din zona internă este pusă în evidență de cantitatea mare de apă, a cărei participare este mai importantă în partea superioară a zăcămîntului, unde conținuturile variază între 2 și 6%. Sub nivelul orizontului principal, acestea sînt cuprinse între 2,5 și 4,5% (fig. 2, 3 și 7). În general, curbele H_2O urmăresc pe cele ale K_2O și MgO, crescînd în momentul cînd acestea prezintă valori ridicate. În

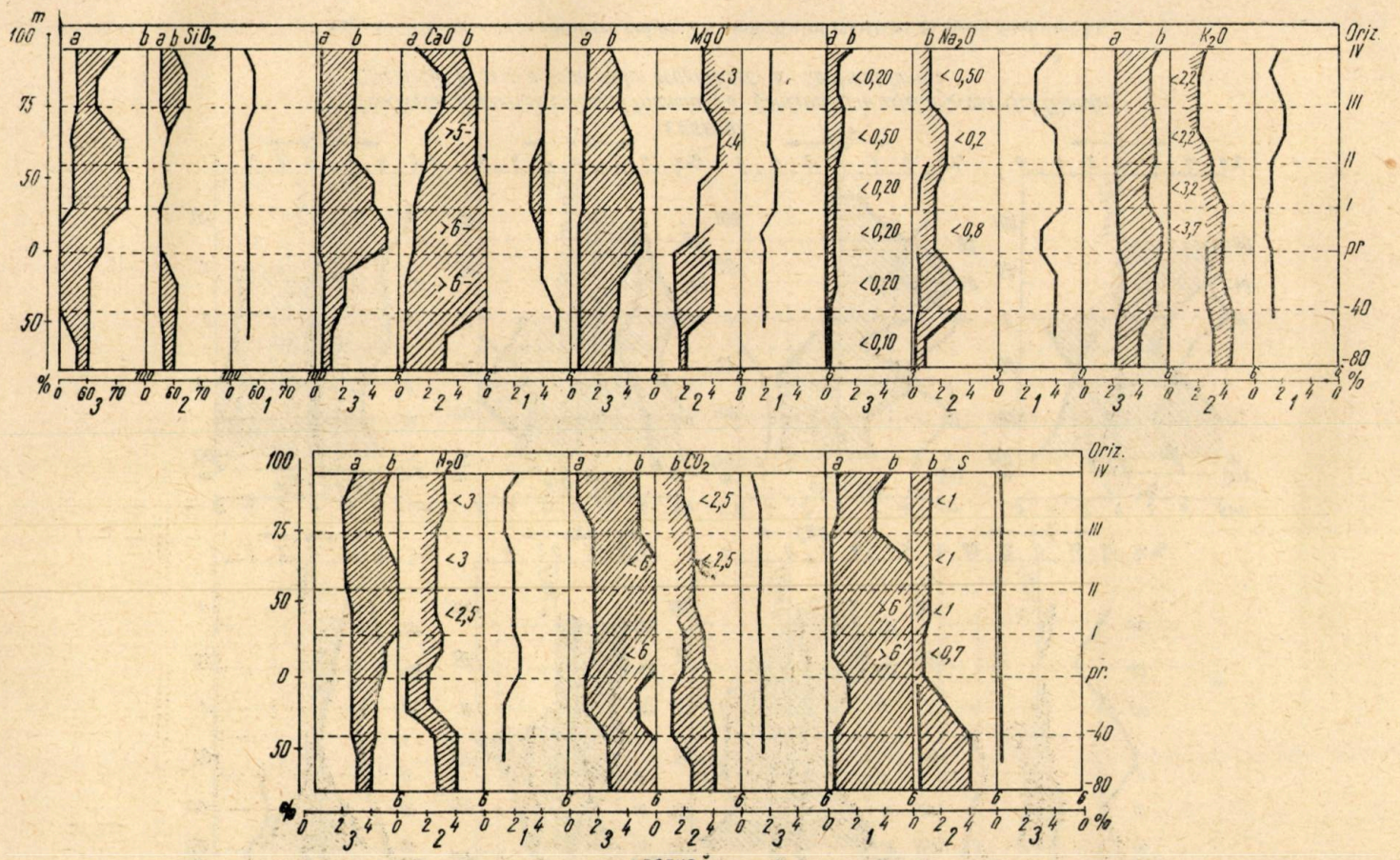


Fig. 7. — Variația cantitativă pe verticală a principalilor constituienți chimici în aureola hidrotermală a andezitului cuarțifer.

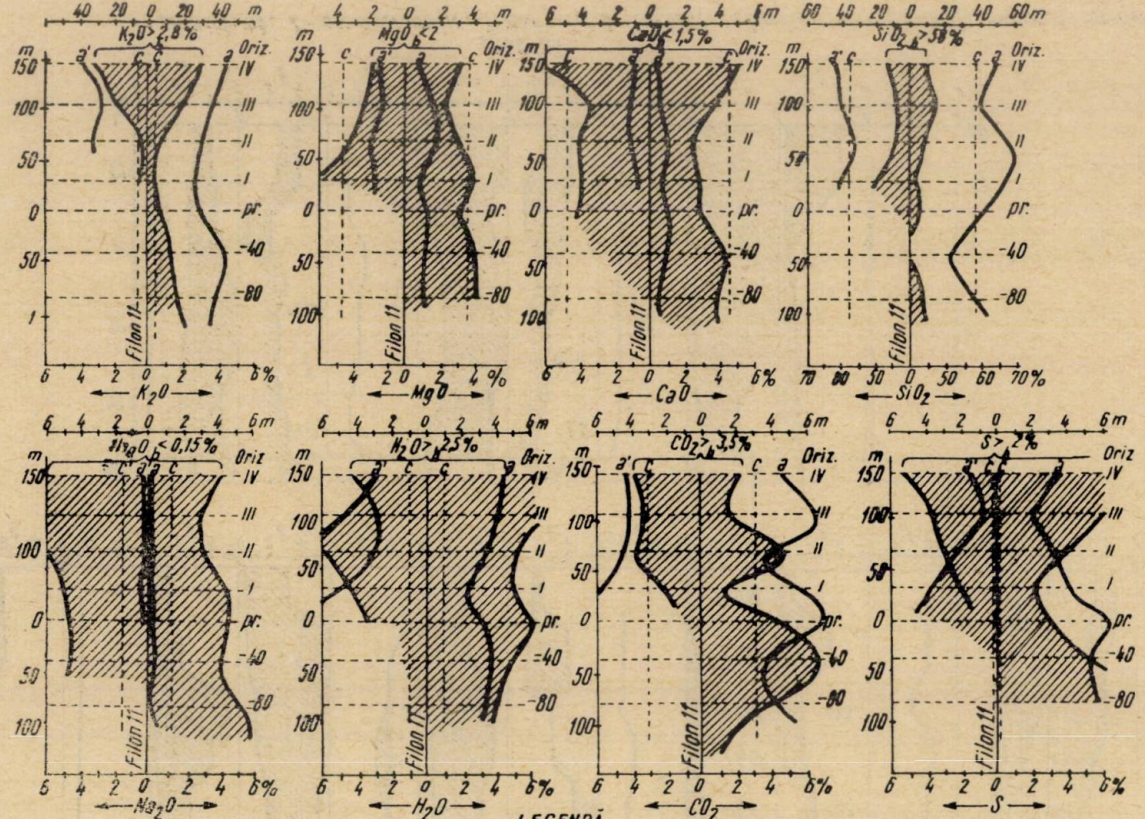


Fig. 8. — Zonele de modificare chimică a andezitului cuarțifer în jurul filonului 11.

diagrama din figura 8, în care se prezintă curba de variație a apei la diferite orizonturi pentru filonul 11, se observă aceeași tendință de creștere în părțile superioare.

Conținuturile minime în CO_2 din această zonă variază între 2,5% pentru orizontul —80 m, 1% pentru orizonturile principal și IV și 1,75% pentru orizonturile I, II și III, iar cele maxime între 4,5% pentru orizonturile —40 m, III și IV și 6% pentru orizonturile —80 m, principal, I și II. Valorile ridicate se întîlnesc în andezitul transformat din apropierea filoanelor, cu toate că în aceste puncte avem un conținut minim de CaO (?), precum și în sectoarele cu carbonați în cantități apreciabile, ceea ce a determinat oscilații bruște ale curbei bioxidului de carbon (fig. 2, 3, 4, 5 și 6). Pe verticală, în jurul filonului 11 conținutul de CO_2 este reprezentat printr-o curbă care variază între 2,5 și 6,5%. În aceeași diagramă (fig. 7) se observă că andezitul din acoperișul filonului este mai bogat în CO_2.

Participarea sulfului în compoziția andezitului sericitizat este legat de prezența H_2S în soluțiile hidrotermale. Valoarea minimă a sulfului este de 0,5%, cu excepția orizontului principal, unde prezintă 0,2%. Valorile maxime depășesc 6% în toate orizonturile, cu excepția orizonturilor III și IV, unde acestea au un conținut de 3—4%. Zonele cele mai bogate în sulf sînt cele din apropierea filoanelor, în special în acoperișul acestora, ca și cele din vecinătatea sistemelor de fisuri mineralizate (fig. 2, 3, 4, 5 și 6). Curba de variație a conținutului în sulf pe verticală în zona de influență a filonului 11 corespunde unei creșteri a conținutului în profunzime, atît în culcușul, cît și în acoperișul filonului. În general, andezitul sericitizat din acoperiș este mai bogat în sulf deasupra și sub nivelul orizontului principal.

Rolul deosebit pe care îl au concentrațiile diverșilor oxizi în cadrul zonei interne și raporturile dintre acestea susțin din punct de vedere chimic zonalitatea, exprimată pe baza modificărilor mineralogice prin variațiile paragenezelor de minerale de substituție. În general, în jurul filonului, îmbogățirea în K_2O, H_2O și S corespunde procesului de sericitizare propriu-zisă, însoțită în mod frecvent de piritizare. Treptat se face trecerea la andezitul sericitizat bogat în MgO, situație care corespunde unei îmbogățiri a andezitului sericitizat în clorite magneziene (antigorit). Conținuturile mari în CaO din zona internă confirmă acumulările accidentale de carbonați (calcit, siderit, ankerit). Prezența unui conținut mai mare de SiO_2 corespunde unei silicifieri ulterioare, observată totdeauna numai în sectoarele din apropierea filoanelor.

CONCLUZII

Aureola hidrotermală a zăcămîntului Haneș reprezintă rezultatul combinat al diverselor tipuri de transformare care s-a dezvoltat într-o succesiune normală (andezit propilitizat cu andezin, tipul 1, andezit propilitizat cu sericit, tipul 2, și andezit sericitizat, tipul 3) în anumite

sectoare, frecvent întîlnindu-se însă fenomene de recurență ale tipurilor 2 și 3.

Propilitizarea andezitului într-un prim stadiu de transformare a avut un caracter generalizat, interesînd corpul andezitic cuarțifer în întregime după consolidarea acestuia. Transformările s-au desfășurat în condiții de temperatură și de presiune ridicată (peste 350°C), sub influența emanațiilor hipervolatile cu caracter acid. Eliberarea hipervolatilelor s-a făcut printr-un proces de filtrare, ceea ce a mărit mult porozitatea rocii, condiționînd accesul ionilor de Mg și Ca, ceea ce a dus la colmatarea rocii cu produse de substituție caracteristice rocii propilitizate. Roca propilitizată cu andezin se găsea într-o stare de metastabilitate; acolo unde fracturările ulterioare au permis accesul soluțiilor, s-a desfășurat în continuare procesul de transformare hidrotermală prin aporturi și levigări succesive. Suprapunerea momentelor ulterioare de alterație peste fondul rocilor transformate de tipul andezitului propilitizat cu andezin a redus foarte mult cîmpul inițial al propilitizării la spații mici, restrînse, cu grosimi cuprinse între 4 și 44,50 m, conservate în sectoarele interfiloniene sau la periferia aureolei hidrotermale.

În evoluția procesului hidrotermal, andezitul propilitizat cu andezin a suferit modificări parțiale (prin înlocuirea ionului de Na cu cel de K), care nu depășesc schimbările caracteristice faciesului rocilor propilitizate, generînd în acest fel un aspect nou încadrat în zona de tranziție ca andezit propilitizat cu sericit. Procesele de metasomatoză din acest stadiu s-au restrîns în apropierea căilor de circulație. Grosimea acestei zone în zăcămîntul Haneș variază între 1 și 40 m, extinderea fiind condiționată și de poziția pe care o ocupă fie în culcușul, fie în acoperișul fracturii filoniene. În general se observă grosimi reduse în culcușul fracturilor, spre deosebire de cele dezvoltate în acoperișul acestora.

Stadiul în care s-au produs ultimele reacții ale procesului hidrotermal — în mediu alcalin cu aport mare de potasiu — corespunde zonei interne, cantonată strict în apropierea filoanelor, în care andezitul transformat a atins în final o stare de echilibru. Dimensiunile zonei sericitizate, cuprinse între 6 și 100 m, sînt condiționate de poziția pe care o ocupă andezitul în culcușul sau în acoperișul filoanelor, precum și de prezența zonelor de fisurare și de brecifiere, care uneori extind mult limitele ei de dezvoltare.

Dezvoltarea preferențială a tipului 2 și 3 în porțiunile din acoperișul filoanelor se explică prin prezența unor fracturi și fisuri întîlnite de obicei în acoperișul acestora. Sensul ascendent de circulație al soluției a favorizat în mod deosebit transformarea rocilor din această parte, unde accesul s-a făcut mai ușor. În acest fel se explică intensitatea reacțiilor de metasomatoză mai puternică în zonele din acoperiș, unde concentrațiile unor componenți chimici sînt mai ridicate decît în culcuș (fig. 2, 3, 4, 5, 6 și 8).

În profilele cu succesiunea normală a tipurilor de alterație, se observă o trecere bruscă de la andezitul sericitizat la cel propilitizat cu andezin în culcușul filoanelor, spre deosebire de zona din acoperiș, unde trecerea se face gradat. Nu s-a putut preciza o relație între grosimea căilor de

circulație și extinderea produselor de alterare pentru fiecare filon în parte, deoarece în zăcămîntul Haneș sîntem în prezența unui sistem filonian ramificat, care de cele mai multe ori își contopește sferele de influență hidrotermală.

Produsele de transformare din aureola hidrotermală a zăcămîntului Haneș pot fi atribuite la două mari faciesuri (propilitizare, sericitizare) în care se încadrează cele trei tipuri prezentate.

Între caracterul auroargentifer al mineralizației și tipul de transformare hidrotermală există o legătură genetică, în sensul că această mineralizație este însoțită permanent de o sericitizare intensă, care confirmă caracterul accentuat potasic al soluțiilor hidrotermale. Totdeauna prezența conținutului mai ridicat în K_2O în andezitul propilitizat cu sericit constituie un indiciu asupra existenței unei zone sericitizate, care se găsește de obicei în vecinătatea acumulărilor de minereu. De aceea prezența andezitului sericitizat cu un conținut în K_2O mai mare cu 3% poate sugera în majoritatea cazurilor asocierea nemijlocită a acestuia cu acumulări de minereu.

BIBLIOGRAFIE

1. Borcoș M., *Observații în legătură cu determinarea condițiilor termodinamice de formare a unor filoane și zăcăminte hidrotermale din regiunea Munților Metaliferi.* I (Sectorul Zlatna), St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geol., 1965, **10**, *1*.
2. Borcoș M., Gheorghiță I., Boștinescu S. și Mățieș P., *Considerațiuni asupra unor manifestațiuni magmatice cu caracter linear și structura aparatului vulcanic Haneș*, D.d.S. Inst. geol., București, 1964, **XLIX** *II*.
3. Borcoș M. și Mantea Gh., *Vîrsta depozitelor sedimentare din bazinul neogen, Zlatna-Almaș*, D.d.S. Inst. geol., București, 1964, **XLIX**, *II*.
4. Коржинский Д. С., *Зависи мость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях*, Ак. Наук СССР, Тр. лаб. вулканол, в. 19, 19 ...
5. Ghițulescu T. P. și Socolescu M., *Étude géologique et minière des Monts Métallifère*, An. Inst. Géol. Roum., 1941, **XXI**.
6. Giușcă D., *Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare*, St. și cerc. de geol., 1960, **V**, *3*.
7. Hanuš V., *Metasamatisme hydrothermal*, International Geological Congress, Report of the Twenty-First Session; Norden Part XVI, Copenhaga, 1960.
8. Măldărăscu I. și. Bonea L., *Le phènomènes d'alteration hydrothermal en Baia Mare et les rapports avec la minéralisation*, Asoc. geol. carpato-balc., Congr. VI, Varșovia, 1963 (sub tipar).
9. Stanciu Constantina, *Contribuțiuni la cunoașterea transformărilor hidrotermale ale rocilor andesitice*, St. și cerc. de geol., 1961, **VI**, *4*.

Institutul geologic al Comitetului geologic

Primit în redacție la 11 noiembrie 1964

CONTRIBUȚII LA STUDIUL DISTRIBUȚIEI CLARKEICE A FOSFORULUI ÎN DEPOZITELE EOCEN SUPERIOARE DE LA VEST DE CLUJ

DE

I. TREIBER, N. MÉSZÁROS, E. BÁLINT și ECATERINA JAKAB

55(03)

Se tratează geochimia fosforului din depozitele seriei marine eocene superioare pe raza localităților Baci-Mera. Din rezultatele analizelor a reieșit că fosforul din aceste depozite are distribuție clarkeică. Fosforul, prezent în cantități reduse, pe lîngă originea terigenă are în aceste depozite și o origine biogenă, legată de anumite grupe de organisme (briozoare, crustacee). În cazul diferitelor nivele se pot observa anumite raporturi între diferiți oxizi.

Pe baza anumitor considerente de ordin teoretic și practic, autorii acestei lucrări au început studiul geochimic al fosforului din depozitele sedimentare terțiare și mezozoice ale Bazinului Transilvaniei și Munților Apuseni, cu scopul identificării stratelor calcaroase-marnoase care ar putea servi pentru amendarea solului cu $CaCO_3$ și fosfor. Totodată datele obținute ar putea servi pentru clarificarea unor probleme legate de variațiile cantității fosforului din aceste depozite, respectiv în cazul de față legate de seria marină eocenă superioară.

Cu geochimia fosforului și a elementelor majore din rocile carbonatice la noi în țară s-au ocupat o serie de cercetători, ca M. Savul și C. Botez (14), C. Botez (1) M. Savul și V. Ianovici (15) ș.a., care, în lucrările lor valoroase, au tras o serie de concluzii interesante asupra geochimiei fosforului în unele calcare și dolomite, în unele silicolite etc. Lucrările menționate ne-au servit ca bază metodologică și în cercetările întreprinse de noi.

Din analizele efectuate s-ar putea constata că, dintre toate elementele, fosforul își schimbă caracterul geochimic cel mai mult; el

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie, t. 10, nr. 2 p. 439 – 449 București, 1965

întruneşte caracterele sidero-, calco-, lito-, pegmato- şi sedimentofile, corespunzător schimbării valenţelor P^0 şi P^{3+} sînt sidero-, respectiv calcofile, P^{5+} apare îndeosebi în fosfaţi, mai frecvent ca element litofil, cu caractere pegmato- şi sedimentofile. În partea superioară a scoarţei terestre, fosforul apare aproape exclusiv sub formă de fosfor pentavalent. În fazele magmatogene, fosforul pentavalent, din cauza razei ionice mici şi a valenţei mari, se separă împreună cu plagioclazii mai bazici. Acest fapt este ilustrat şi de Daly, care arată că rocile bazice conţin cantităţi mai mari de fosfor în comparaţie cu rocile acide:

gabro — 0,28 P_2O_5 %	bazalt 0,45 P_2O_5 %
diorit 0,25 P_2O_5 %	andezit 0,26 P_2O_5 %
granit 0,19 P_2O_5 %	riolit 0,08 P_2O^5 %.

În zonele sedimentogene se presupune că ionul de fosfor dizolvat în apa mării este precipitat de excesul de calciu, şi anume la un pH cuprins între 7 şi 8 (5). Din această cauză, fosfatul de calciu ar trebui să apară îndeosebi în sedimentele argiloase — marnoase. În realitate argilele roşii ale mărilor adînci conţin cel mai mult fosfor, care se depune în zonele de dizolvare a CO_3 Ca.

Fosforul este totodată şi un element biofil. Conţinutul în fosfor al resturilor diferitelor vieţuitoare este redat mai jos (cf. 13):

Oasele mamiferelor, păsărilor, peştilor	18,0 —18,5 %
Oasele reptilelor şi amfibiilor	16,3 —17,0 %
Fanerogame	0,30 %
Licheni	0,08 %
Muşchi	0,15 %
Alge	0,20 %
Fungii	1,00 %
Bacterii	1,50 %

Solul conţine între 0,02 şi 0,4 % P_2O_5, din care numai o anumită parte este solubil şi deci întrebuinţat de plante. O parte a fosforului din sol se fixează prin procese biologice cu ajutorul bacteriilor, care întrebuinţază fosforul pentru organismul lor, iar o altă parte se fixează prin procese chimice de precipitare. În solurile acide se fixează îndeosebi combinaţii cu Fe şi Al, în cele slab acide, neutre şi bazice, se fixează în combinaţii cu Ca. Fosforul combinat cu Ca din solurile slab acide şi neutre poate fi absorbit de plante. Tratarea solului cu calcar în general are drept scop ameliorarea solurilor acide din punct de vedere chimic şi fizic.

DESCRIEREA COLOANEI LITOFACIALE A SERIEI MARINE EOCENE SUPERIOARE

Formaţiunile seriei marine superioare din regiunea cercetată de noi au fost studiate din punct de vedere paleontologic, stratigrafic, litofacial şi paleogeografic de către Fr. Hauer şi G. Stache

(3), A. Koch (4), Gr. Răileanu și E. Saulea (12), I.Al. Maxim și colab. (6) și N. Mészáros (7), (9), (10), (11).

Cu ocazia cercetărilor noastre de teren au fost recoltate pentru analize o serie de probe din depozitele seriei marine superioare pe raza localităților Baci, Suceag, Rădaia și Mera (fig. 1 coloana litofacială).

Primul orizont al acestei serii, *orizontul marno-calcarelor cu Anomia și a gipsurilor superioare* a fost studiată la Mera (partea de sud a satului, sub drum), unde este dezvoltată zona Ib., zona internă lagunară a acestui orizont (11).

Succesiunea litologică a acestui orizont se prezintă după cum urmează (de jos în sus) :

— argile vărgate roșii și cenușii ;
— calcar argilos alb 0,15 m ;
— argile vărgate roșii-ruginii-cenușii 3,3 m ;
— argile vărgate roșii 0,7 m ;
— argile cenușii 0,5 m ;
— argile cenușii cafenii 0,6 m ;
— marne șistoase verzi cu textură regulată și argile verzi 1,4 m (pr. 1, 2, 3) ;
— argile calcaroase șistoase cenușii 4,0 m, (pr. 4, 5, 6) ;
— calcare cenușii deschise bogate în foraminifere, cu unele căsuțe limonitizate și cu resturi de *Anomia* de 2,5 m (pr. 7, 8) ;
— calcar cenușiu-deschis cu *Anomia* și *Ostrea* 2,3 m (pr. 9) ;
— marne calcaroase cu *Anomia* și calcare cu foraminifere 2,5 m (pr. 10) ;
— calcar organogen cu foraminifere, *Anomia* și *Ostrea* 1,0 m (pr. 11) ;
— calcar alb-gălbui cu foraminifere și *Anomia* 1,3 m (pr. 12) ;
— marne stratificate cu ostracode 0,8 m (pr. 13) ;
— calcar organogen cu *Anomia* 0,5 m ;
— banc de calcar alb-gălbui 0,3 m (pr. 14) ;
— gips 1,2 m ;
— argile șistoase gălbui-cenușii 0,7 m ;
— calcare marnoase 0,7 m ;
— gips 0,7 m ;
— marne șistoase cenușii 2,5 m ;
— banc de gips 0,5 m ;
— argile verzui-cenușii 4,0 m.

În continuare, *orizontul calcarului grosier superior* a fost studiat la Mera (în spatele casei fierarului) și, în continuare, la Cheile Baciului :

— calcare organogene cu resturi de *Anomia* și *Ostrea*. Ele sînt bogate în foraminifere și în oolite calcaroase ; unele oolite au în centru foraminifere (pr. 15, 16) ;
— marne bogate în *Ostrea* și *Vulsella* 0,8 m (pr. 17) ;
— banc cu *Vulsella*, avînd ca ciment marne calcaroase cu foraminifere 0,9 m (pr. 18) ;
— marne șistoase-cenușii 0,5 m (pr. 19) ;

— calcare grezoase organogene cu *Pholadomya* (Mera); în ele se întîlnesc foraminifere cu căsuţe limonitizate, pseudooolite şi grăunţe colţuroase de cuarţ 1,8 m (pr. 20);

— calcar marnos şi calcar 0,5 m (pr. 21);

— calcar grezos tufitic bogat în resturi de moluşte 2,0 m.

Aceste calcare conţin cristale numeroase de feldspat, cuarţ colţuros, glauconit, biotit, elemente opace. Ele s-au format ca rezultat al unui aport de cenuşă vulcanică depusă în apa mării (pr. 22).

În continuare profilul a fost studiat la Cheile Baciului:

— calcare albe-gălbui care se desfac în plăci, bogate în mulaje de moluşte 2,0 m;

— marne calcaroase cenuşii nisipoase 1,7 m; în rocă sînt foarte frecvente grăunţele colţuroase de cuarţ; rar apar şi secţiuni de foraminifere; elemente limonitice sînt frecvente (pr. 23);

— calcare organogene cu foraminifere, bogate în resturi de echinide şi moluşte de 4,0 m, rar conţin şi resturi de grăunţe de cuarţ colţuroase, fluturaşi de mică, pseudooolite (pr. 24, 25, 26);

— marne slab nisipoase, cenuşii-deschise, cu resturi de moluşte şi echinide 2,0 m; conţine rar grăunţe colţuroase de cuarţ (pr. 27);

— marne calcaroase nisipoase cenuşii 2,0 m; se găsesc frecvent grăunţe colţuroase de cuarţ, elemente opace şi limonitice (pr. 28);

— calcare organogene care se desfac în plăci de culoare cenuşie-deschisă, bogate în resturi şi fragmente de echinide 5,0 m (pr. 29). Aceste calcare au fost studiate şi la halta Suceag (pr. 29*a*, 29*b*, 29*c*). Proba 29*b* este extrem de bogată în glauconit şi limonit. Intervalele dintre foraminifere sau resturi de cochilii sînt impregnate de glauconit. Proba 29*c* este un calcar organogen cu foraminifere bogate în nori de limonită.

Peste aceste calcare urmează marne nisipoase cenuşii (pr. 30, 30*a*). Acestea sînt bogate în foraminifere şi glauconit. Secţiunea indică deja şi apariţia numuliţilor. Cu aceste strate începe *orizontul cu Nummulites fabianii*. În continuare, la Cheile Baciului acest orizont se prezintă în felul următor:

— calcare bogate în *Nummulites fabianii* 2,0 m;

— marne şistoase cenuşii cu numuliţi 5,0 m. În rocă sînt frecvente silicifierile, materialul limonitic şi mai rar apare şi glauconitul. Se găsesc frecvent şi grăunţe foarte mărunte de cuarţ colţuros (pr. 31);

— marne bogate în numuliţi pot fi urmărite pe o grosime de circa 10 m (pr. 32, 32*a*). În ele se găsesc foraminifere mărunte, briozoare rar grăunţe de cuarţ colţuroase (pr. 32). După o întrerupere de cîţiva metri grosime urmează *orizontul marnelor cu briozoare*, format din marne, marne nisipoase cenuşii cu nivele bogate în briozoare, *Pecten*, *Chlamys* şi *Gryphaea gigantica*. La Mera profilul se prezintă în felul următor:

— marne cenuşii rare în briozoare şi moluşte 5,0 m;

— marne cenuşii bogate în *Chlamys* 4,0 m;

— marne cenuşii cu numuliţi, briozoare şi moluşte 25,0 m;

— marne compacte cu *Gryphaea gigantica* 0,1 m;

— marne sărace în briozoare, cu *Spondylus* 3,0 m;

— din nou marne cenușii bogate în briozoare 1,0 m;

— nivel marnos bogat în *Pecten arcuatus*, *Chlamys* și briozoare 0,5 m (pr. 33);

— marnă cenușie cu *Gryphaea gigantica*, săracă în briozoare de 1,5 m (pr. 34). Roca conține foarte mult glauconit. Intervalele dintre briozoare sînt umplute de glauconit. Sînt frecvente și elementele opace.

Peste acestea la Mera urmează *orizontul Mera*:

— marne nisipoase cenușii cu foraminifere, *Scutella subtrigona* și resturi de *Calianassa* 1,5 m. Ele sînt bogate în foraminifere, resturi de briozoare, alături de care se găsesc elemente colțuroase de cuarț, puțin glauconit și material limonitic (pr. 35);

— calcare grezoase cenușii cu foraminifere, moluște, *Calianassa*, și *Scutella* de 1,0 m. Rar apare și glauconit alături de grăunțele frecvente de cuarț (pr. 36);

— argile grezoase cenușii cu foraminifere, moluște de 1,0 m. Glauconitul este un element component destul de frecvent (pr. 37);

— gresie argiloasă cu *Calianassa* și mulaje de moluște 1,3 m. În această rocă apar frecvente elemente colțuroase de cuarț și cristale de feldspați, alături de o cantitate apreciabilă de glauconit (pr. 38);

— argile cenușii șistoase 0,7 m;

— argile cenușii și argile roșcate de 0,5 m. Această argilă este foartă bogată în glauconit (pr. 39);

— argile cenușii nisipoase 0,7 m;

— argile cenușii șistoase 0,5 m;

— marne nisipoase 1,3 m;

— marne nisipoase cu *Calianassa* și moluște 0,7 m;

— marne tufitice șistoase cenușii 0,7 m (pr. 40);

— marne calcaroase cu *Scutella subtrigona* 0,4 m. Această rocă are un caracter de tufit. În ele foarte des întîlnim cristale de feldspat, cuarț, glauconit și limonit (pr. 41);

— marne nisipoase, tufitice 0,4 m (pr. 42);

— marne calcaroase bogate în foraminifere, *Scutella*, *Calianassa*, moluște de 2,0 m. Aceste roci formează un puternic nivel calcaros. Cristalele de feldspați în cazul acestui nivel sînt mai rare; grăunțele de cuarț însă sînt destul de frecvente. Glauconitul devine mai rar față de nivelele mai inferioare ale acestui orizont (pr. 43, 44, 45, 46);

argile nisipoase, marne cenușii, bogate în elemente limonitice, de 1,4 m (pr. 47);

— gresie cu ciment calcaros, argile cenușii, conglomerate cu *Cyrena* 1,3 m;

— argile, marne nisipoase, gresii friabile cu *Lucina* 2,0 m (pr. 48);

— calcar 0,01 m;

— marnă nisipoasă 0,5 m;

— calcar 0,05 m.

Peste acestea urmează depozite de gresii, argile roșii care aparțin depozitelor continentale ale *stratelor de Ticu*.

Dorim să scoatem în evidență cele două nivele de depozite bogate în cristale de feldspați. Proveniența acestora stă în legătură cu o activitate vulca-

nică care a avut loc în eocenul superior (orizontul calcarelor grosiere superioare) şi la începutul oligocenului (orizontul Mera). Această manifestaţie vulcanică a avut loc, probabil, la regiunea de bordură a bazinului, fiind rezultat al mişcărilor *prepireniene* (2).

REZULTATELE ANALIZELOR CHIMICE ŞI TERMODIFERENŢIALE

Eşantioanele pentru analizele chimice şi termodiferenţiale au fost recoltate sistematic, cuprinzînd toată coloana litofacială. Depozitele din care au fost efectuate aceste analize sînt numerotate de noi de la 1 la 48 (fig. 1). Lîngă coloana litofacială, pentru o privire de ansamblu, s-au trecut şi curbele de variaţie ale oxizilor determinaţi (pe abscisă s-a trecut conţinutul în procent al oxizilor, iar pe ordonată este dat numărul eşantionului analizat).

În tabelul nr. 1 se prezintă rezultatele analizelor de fosfor, ale oxizilor mai importanţi, precum şi ale reziduului insolubil în HCl. Pentru determinarea cantitativă a fosforului (fosfor asimilabil) din această serie ne-am servit de metoda Egner-Riehm (cu mărirea de douăzeci de ori faţă de metoda originală a raportului dintre calcar şi soluţia de extragere.

Tabelul nr. 1

Chimismul rocilor din seria marină superioară

Orizontul Mera

Nr. probei	P_2O_5 %	Fe_2O_3 %	MgO %	CaO %	Rezid. ins. în HCl	Observaţii
48	0,020	0,23	3,02	2,80	86,1	
47	0,028	0,39	2,52	3,50	87,	
46	0,024	0,59	2,01	33,64	35,	
45	0,021	0,59	0,50	35,05	36,	
44	0,004	0,79	2,52	17,52	62,	
43	0,025	0,79	2,52	17,52	62,	
42	0,028	0,99	1,51	7,01	84,	
41	0,004	0,99	2,01	5,60	85,	
40	0,053	0,79	—	19,62	65,	
39	0,037	1,99	0,50	7,01	84,	
38	0,065	0,79	1,00	21,03	59,	
37	0,051	1,23	2,52	17,52	62,	
36	0,076	0,39	—	42,06	24,	
35	0,056	0,35	2,72	38,55	24,	
			Orizontul marnelor cu briozoare			
34	0,062	0,31	2,01	35,05	34,1	
33	0,048	0,39	4,00	21,03	54,0	
			Orizontul cu *Nummulites fabianii*			
32 *a*	0,049	1,63	18,64	27,33	10,00	
32	0,024	0,99	1,01	45,56	11,13	
31	0,024	2,19	1,01	23,13	53,44	
30	0,045	1,19	1,11	39,81	25,89	

Nr. probei	P_2O_5 %	Fe_2O_3 %	MgO %	CaO %	Rezid. ins. în HCl	Observații
			Orizontul calcarelor grosiere superioare			
30 *a*	0,025	1,59	1,61	25,93	48,05	
29 *a*	0,021	0,95	3,52	35,75	27,45	
29 *b*	0,040	0,39	3,02	49,07	6,53	
29 *c*	0,044	1,11	1,00	50,47	6,34	
28	0,021	0,72	2,21	30,56	39,50	
27	0,021	1,31	0,40	19,62	63,23	
26	0,017	0,52	0,50	44,86	18,10	
25	0,020	0,71	1,00	40,65	24,28	
24	0,020	0,47	1,12	46,26	14,40	
23	0,017	0,99	0,91	28,04	46,60	
22	0,030	0,32	1,51	44,86	16,31	
21	0,052	0,43	1,00	42,06	11,50	
20	0,049	0,28	1,61	43,46	18,65	
19	0,053	0,31	0,90	7,01	85,16	
18	0,059	0,31	1,00	49,07	10,88	
17	0,044	0,19	1,51	45,56	15,25	
16	0,036	0,15	7,56	49,07	1,6	
15	0,068	0,35	7,56	38,55	14,87	
			Orizontul marnelor și calcarelor cu Anomia și a gipsurilor superioare			
14	0,054	0,15	2,41	35,61	31,1	
13	0,042	0,15	5,04	42,06	14,19	
12	0,032	0,19	7,05	49,07	1,01	
11	0,038	0,07	1,00	35,01	35,31	
10	0,032	0,79	1,51	49,07	9,00	
9	0,032	0,19	2,16	42,06	20,00	
8	0,032	0,03	2,52	52,57	1,00	
7	0,037	0,03	3,52	52,57	0,13	
6	0,024	0,07	1,00	42,05	22,79	
5	0,049	0,43	12,09	21,03	36,54	
4	0,048	0,31	18,24	28,04	11,34	
3	0,058	0,39	1,41	19,62	61,50	
2	0,056	0,47	17,64	24,53	18,60	
1	0,052	0,48	20,16	28,04	7,08	

Analizele chimice efectuate asupra acestor roci arată variația conținutului de fosfor între 0,004 și 0,076, avînd media aritmetică $M_{52} = 0{,}038$. Examinînd coloana stratigrafică în legătură cu curbele de variație a oxizilor, se poate constata că la cele cinci orizonturi stratigrafice studiate ale seriei marine eocene superioare stratele inferioare fiecărui orizont prezintă o tendință crescîndă în ceea ce privește conținutul în fosfor. Acest caz interesant poate fi explicat prin faptul că la începutul fiecărui orizont au avut loc schimbări în condițiile de sedimentație și de viață care au favorizat periodic ridicarea procentuală a fosforului în apa mării și în sediment. După stabilizarea noilor condiții, conținutul în fosfor în apa mării și în sediment a devenit normal. Legături mai strînse între P_2O_5 și Fe_2O_3 pre-

zintă numai partea inferioară a orizontului Mera, care este foarte bogat în glauconit, unde cantitatea fosforului se măreşte o dată cu creşterea cantităţii Fe_2O_3. În acest caz avem de-a face cu depozitele cele mai bogate în glauconit, respectiv oxizi de fier proveniţi prin oxidare. Hidrochimia mării, condiţiile batimetrice, viaţa au fost într-o măsură oarecare mai favorabilă decît în etapele anterioare, formîndu-se depozite sedimentare cu un anumit conţinut de fosfor legat de particulele coloidale-mîloase şi formării glauconitului. Totodată din analiză reiese prezenţa în acest timp a unui procentaj minim de MgO şi CaO.

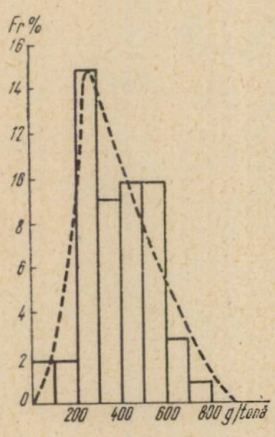


Fig. 2. — Curba de frecvenţă pentru fosfor.

Cantitatea ridicată de MgO în partea superioară a orizontului marnelor şi calcarelor cu *Anomia* şi a acelora din baza orizontului calcarelor grosiere superioare este legată de prezenţa calcarelor şi a marnelor dolomitice ale depozitelor lagunare cu gipsuri. Conţinutul în fosfor la acest nivel este destul de ridicat, iar al oxizilor de fier este scăzut.

Analizînd în continuare curbele de frecvenţă (fig. 2), se constată că din 52 de analize se evidenţiază în mod clar că maximul se găseşte fără treceri gradate între limite de 200—300 g/t. Flancul stîng al curbei este abrupt, pe cînd cel din dreapta se prelungeşte pînă la 800 g/t.

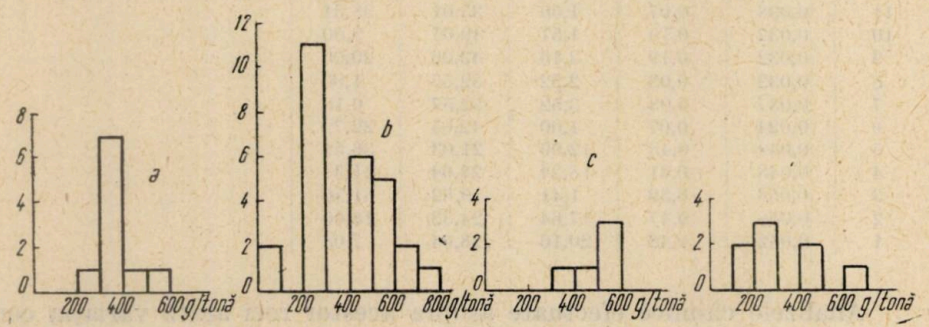


Fig. 3. — Frecvenţa distribuirii fosforului din diferitele varietăţi de roci ale seriei marine superioare :

a, calcare ; *b*, marne şi calcare marnoase ; *c*, argile şi marne nisipoase ; *d*, gresii şi calcare grezoase.

Figura 3 reprezintă frecvenţa distribuirii fosforului din diferitele varietăţi de roci ale seriei marine superioare. Luînd în considerare numai conţinutul fosforului între 400 şi 600 g/t, se observă că maxime mai accentuate prezintă marnele şi calcarele marnoase, precum şi argilele şi marnele nisipoase.

Din figurile 4 și 5, reiese o distribuție neanalogă a fosforului și a fierului în orizonturi, ceea ce se datorește faptului că fosforul în aceste depozite are o origine nu numai terigenă, dar și biogenă.

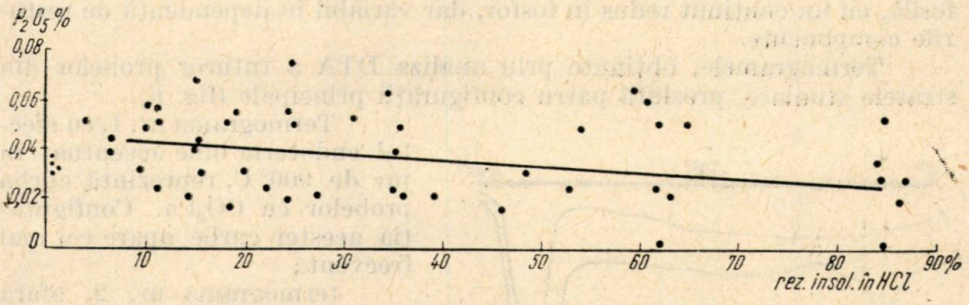


Fig. 4. — Diagrama de variație a P_2O_5 în raport cu reziduul insolubil în HCl.

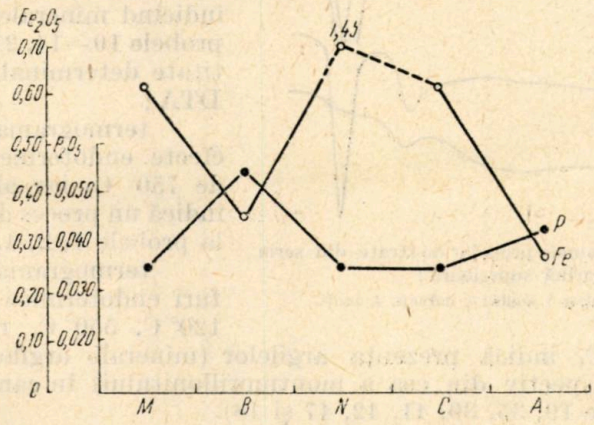


Fig. 5. — Distribuția valorilor medii de P_2O_5 și Fe_2O_3 în orizontul Mera (M), orizontul marnelor cu briozoare (B), orizontul cu *Nummulites fabianii* (N), orizontul calcarelor grosiere superioare (C) și în orizontul marnelor și calcarelor cu *Anomia* (A).

Nivelele bogate în briozoare și lamelibranhiate prezintă o tendință crescîndă a fosforului. Acest lucru a fost constatat și de C. W. Correns din datele căruia reiese că distribuția fosforului depinde mult și de caracterul formelor fosile întîlnite în depozite. El prezintă următoarele cantități în dependență de fosile :

foraminifere	0-urme ;
echinoderme	0,24—0,64 ;
briozoare	urme—0,60 ;
moluște	urme—0,38 ;
crustacee	1,87—7,75.

Într-adevăr, şi în cazul nostru depozitele cu briozoare şi crustacee sînt mai bogate în fosfor. Depozitele care conţin numai foraminifere au un conţinut mai redus de fosfor. Astfel în cursul formării acestor depozite a putut avea loc şi aglomerarea unor organisme, ulterior păstrate în stare fosilă, cu un conţinut redus în fosfor, dar variabil în dependenţă de resturile componente.

Termogramele, obţinute prin analiza DTA a tuturor probelor din stratele studiate, prezintă patru configuraţii principale (fig. 6).

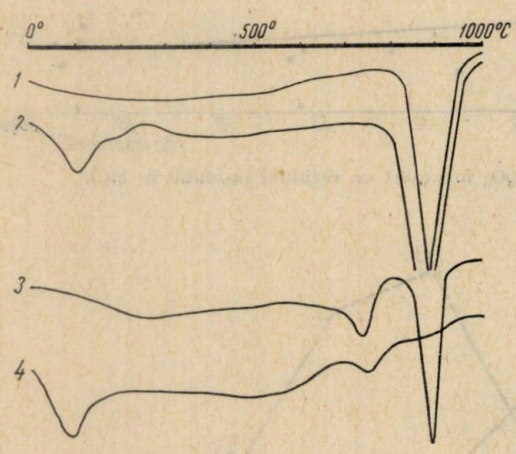


Fig. 6. — Termogramele probelor de strate din seria marină superioară :
1, calcar ; *2*, calcar + argilă ; *3*, dolomit, *4*, argilă.

Termograma nr. 1, cu efectul endoterm bine accentuat în jur de 900° C, reprezintă curba probelor cu CO_3Ca. Configuraţia acestei curbe apare cel mai frecvent ;

termograma nr. 2, afară de efectul CO_3Ca, mai prezintă un efect mic la 100—120° C, indicînd mineralele argiloase în probele 10—14, 21 şi 44, în cantitate determinabilă cu metoda DTA ;

termograma nr. 3, cu două efecte endoterme : unul în jur de 750° C, iar altul la 900° C, indică un proces de dolomitizare la probele 1, 2, 4, 15, şi 32 ;

termograma nr. 4, cu vîrfuri endotermice mici în jur de 120° C, 550° C, respectiv între 700 şi 800° C, indică prezenţa argilelor (minerale argiloase din grupa hidromicii, respectiv din cea a montmorillonitului) în cantitate considerabilă (probele 19, 35, 39, 41, 42, 47 şi 48).

Urmărind distribuţia clarkeică în cele patru varietăţi de roci separate cu ajutorul analizei DTA, nu se observă oscilaţii mai accentuate în privinţa conţinutului de fosfor. Totuşi, varietăţile de roci dolomitizate prezintă un conţinut în fosfor mai ridicat ($M_5 = 0{,}055$) ; cele calcaroase ($M_{33} = 0{,}037$) şi calcaroase-argiloase ($M_7 = 0{,}039$) au aproape acelaşi conţinut, numai varietăţile de roci argiloase ($M_7 = 0{,}032$) prezintă un conţinut mai scăzut în fosfor.

CONCLUZII

Din datele de teren şi de laborator reiese că în depozitele seriei marine eocene superioare fosforul are o distribuţie clarkeică.

Fosforul, prezent în cantităţi reduse, pe lîngă originea terigenă în aceste depozite are şi o origine biogenă, legată de anumite grupe de organisme (briozoare, crustacee).

În cazul diferitelor nivele se pot observa anumite raporturi între diferiți oxizi. Între valorile stabilite au fost semnalate unele legături, fosforul crescînd de la rocile argiloase și calcaroase, prin cele calcaroase-argiloase, la roci dolomitice.

O cantitate mai însemnată de fosfor nu s-a putut depozita, pe motivul că aceste depozite în mare parte s-au format, în condiții batimetrice reduse, în zona de fotosinteză (0—50—80 m), unde vegetația marină a consumat cu multă energie fosforul, din care motiv o saturație în fosfor a apei mării nu s-a putut forma. La adîncimi mai mari de 200 m, din cauza ridicării procentajului de CO_2, apa mării de asemenea nu a putut deveni saturată în fosfor (marnele cu briozoare). Depozitele din profilul nostru, formate între 80 și 200 m adîncime, se întîlnesc în general mai rar.

BIBLIOGRAFIE

1. Botez C., *Distribuția clarkeică a fosforului în unele tipuri de roci din R.P.R.* Autoreferatul dizertației. Univ. „Al. I. Cuza", Iași, 1963.
2. Dudich E. jr. și Mészáros N., *Über die Verbreitung und die Typen der Krustenbewegungen und des Vulkanismus in Mittel und südost-Europa am Ende des Mitteleozän*, Neues Jahrbuch., Abh. 1, Stuttgart, 1963.
3. Hauer Fr. și Stache G., *Geologie Siebenbürgens*, Viena, 1863.
4. Koch A., *Az Erdélyrészi medence harmadkori képződményei. Paleogén csoport*, Földtani Intézet Évkönyve X, Budapest, 1894.
5. Krumbein C. W. și Garrels M. R., *Origin and classification of chemical sediments in terms of PH and oxidation-reduction potential*, Journ of Geol., 1952, **60**.
6. Maxim I. Al. și colab., *Calcarele grosiere de pe teritoriul orașului Cluj. I. Calcarele de la Baciu (Cluj)*, Studia Univ. Babeș-Bolyai, Ser. II, Cluj, 1960, *1*.
7. Месарош Н., *Стратиграфия и фауна моллюсков палеогеновых отложений Трансильванского бассейна*, Изд. Лен. Унив., Ленинград, 1954.
8. Mészáros N., *Adatok a Kolozsvártól nyugatra található mérai szintben előforduló Calianassa nem paleoecológiai viszonyaihoz*, A. Kolosvári, V. Babeș és Bolyai Egyetemek Közleménye, Series II, Cluj, 1957 *1*—2.
9. — *Fauna de moluște a depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., București, 1957.
10. — *Observațiuni în legătură cu procesul de migrare a gipsurilor eocene de la vest de Cluj*, Studia Univ. Babeș-Bolyai. Seria II, Cluj 1961, *1*.
11. — *Paleogeografia depozitelor marine eocene superioare de la vest și sud-vest de Cluj*, Asoc. geol. carpato-balc. Congr. V, București, 1963.
12. Răileanu Gr. și Saulea E., *Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou* (NV Bazinului Transilvaniei), An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
13. Szádeczky-Kardoss E., *Geokémia*, Budapesta, 1955.
14. Savul M. și Botez C., *Geochimia fosforului în R.P.R. Distribuția clarkeică a fosforului în biolite*, St. și cerc. științ. Seria I, Acad. R.P.R., Fil. Iași, 1955, **VI**, *3—4*.
15. Savul M. și Ianovici V., *Géochemie des éléments mayeurs dans les roches carbonatées de Roumanie*, Congrés Intern de Géol., Copenhaga, 1960.

Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj,
Facultatea de biologie și geografie

Primit în redacție 19 iunie 1964

ÎNCERCĂRI DE IDENTIFICARE A ROCILOR GENERATOARE DE PETROL PRIN METODA Y. KHALIFEK ȘI M. LOUIS

DE

M. N. FILIPESCU, V. NEGRESCU, D. TINTILĂ și S. APOSTOL

55(05)

Aplicînd metoda Y. Khalifek și M. Louis, autorii ajung la concluzia că șisturile disodilice din flișul Carpaților Orientali au putut funcționa în trecut ca rocă generatoare de petrol, în timp ce șisturile negre din regiunea Moinești și argilitul din regiunea Nehoiaș nu au avut condițiile necesare. Rezultatele obținute arată că metoda geochimică aplicată poate servi la caracterizarea rocilor sedimentare din punctul de vedere al caracterului lor de rocă-mamă.

Cercetarea rocilor generatoare de petrol este strîns legată de problema originii petrolului și a modului de formare în scoarța terestră.

Cunoștințele noastre în domeniul originii petrolului, cu toate eforturile făcute pînă în prezent, continuă să rămînă nesatisfăcătoare: cîteva ipoteze contradictorii în jurul cărora se grupează un anumit număr de adepți.

Din lipsa unor concepții clare asupra originii petrolului, a genezei lui, a modului de deplasare în scoarță, precum și asupra legilor de formare și răspîndire a zăcămintelor de hidrocarburi, lucrările de prospectare și explorare au mult de suferit.

Cea mai răspîndită și care are și cei mai mulți adepți este părerea că petrolul se formează numai în anumite roci așa-zise „roci-mamă de petrol", îmbogățite în material organic acumulat concomitent cu componenții minerali ai rocii. Astfel de roci sînt considerate argilele care s-au depus în zonele de litoral ale mărilor, ale golfurilor și ale lagunelor. În procesul de compactizare a rocii și de transformare a materialului organic prin fenomene de diageneză și catageneză, pe măsura creșterii de sedimente

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie, t. 10, nr. 2 p. 451–462 București 1965

acoperitoare, petrolul dispersat împreună cu apa este stors şi împins în stratele poroase adiacente. În cazul unor condiţii tectonice şi litologice favorabile, el se acumulează sub formă de zăcăminte de petrol. Ideile de mai sus sînt formulate şi dezvoltate în lucrările lui A. D. Arhanghelski (1), I. M. Gubkin (2) şi alţii. La baza lor stă premisa formării rocilor-mame de petrol în condiţii speciale : mediu marin de litoral, puternic reducător şi îmbogăţit în material organic.

Totuşi, lucrările efectuate pînă acum în diferite laboratoare de peste hotare nu au fost satisfăcătoare. Metodele propuse pentru identificarea acestei roci nu au dat rezultate aşteptate.

A. D. Arhanghelski, pe baza unei serii de cercetări efectuate în Caucazul de nord, consideră că argilele contaminate cu H_2S care conţin peste 2% carbon organic şi cantităţi însemnate de pirită şi calcită ca urmare a formării lor în bazine de sedimentare pot fi considerate ca roci-mame de petrol.

Pentru N. M. Strahov (3) contaminarea cu H_2S a bazinelor de sedimentare şi procentul ridicat de carbon organic nu sînt condiţii obligatorii şi suficiente pentru caracterizarea rocilor generatoare de petrol.

Lucrări interesante în acest domeniu sînt cele ale lui P. D. Trask şi R. W. Keyte (4), precum şi P. D. Trask şi H. W. Patnode (5). După aceşti autori, calea indicată pentru determinarea criteriilor de diagnosticare a rocilor-mame ar fi analiza sedimentelor cunoscute ca roci-mame în comparaţie cu altele, cunoscute ca nefiind roci-mame.

Autorii au luat ca punct de plecare faptul că terenurile sedimentare apropiate de zonele petrolifere ar fi mai curînd roci-mamă decît cele depărtate.

În lucrările lor, cercetarea rocilor este făcută după următoarele determinări :

1) cantitatea de materie organică totală ;
2) culoarea sedimentelor ;
3) puterea reducătoare a rocii, determinată prin tratare cu acid cromic ;
4) volatilitatea ;
5) raportul dintre volatilitate şi puterea reducătoare ;
6) raportul dintre carbon şi azot ;
7) raportul dintre puterea reducătoare şi carbon ;
8) raportul dintre azot şi puterea reducătoare.

Acest din urmă raport este singurul indice din cei opt încercaţi de autor care diferă în rocile apropiate de zonele petrolifere de indicii rocilor din afara acestor zone. De aceea autorii îi consideră ca cel mai interesant pentru caracterizarea rocilor-mame.

Lucrările executate de Z. L. Maimin (6) în regiunea Urali-Volga au dus de asemenea la concluzia că metodele citate în literatură nu sînt suficiente pentru identificarea rocilor-mame în depozitele devoniene din regiunea Urali-Volga.

L. A. Guliaeva (7), care studiază devonianul petrolifer din aceeaşi regiune, consideră că rocile generatoare de petrol sînt argilele, marnele şi calcarele argiloase de origine marină, de culoare verzuie, cenu-

șie sau neagră, care conține peste 0,5% carbon organic, 0,5% sulf sub formă de sulfuri, 0,2—0,3% clor, o cantitate mică de sulfați, 1—2% fier solubil în acid clorhidric diluat, substanțe bituminoase de ordinul sutimilor de procent, iar raportul C/N în limitele 15—40.

L. A. Iurkevici (8), (9) propune pentru caracterizarea rocilor formate în mediu reducător valoarea capacității de reducere a părții minerale din rocă. Pentru determinarea acestui indice, el determină mai întîi capacitatea totală de reducere a rocii, apoi capacitatea de reducere a substanței organice și, făcînd diferența între aceste două mărimi, află capacitatea de reducere a părții minerale.

Cu ajutorul acestui indice se poate obține o imagine despre efectul total al proceselor de oxidoreducere care au avut loc în rocă în perioada întregii ei existențe, deci și asupra caracterului ei de rocă-mamă.

După E. Casimir și colab.[1] (10), pentru determinarea caracterului de rocă-mamă de petrol este mai important raportul dintre capacitatea reducătoare minerală și capacitatea reducătoare organică CRm/CRo, deoarece aceasta caracterizează mediul paleogeochimic în care s-a depus și s-a transformat substanța organică din rocă pînă la stadiul final al evoluției ei.

V. Simanek (10) caracterizează gradul de metamorfoză a bitumenelor reziduale din roca-mamă cu ajutorul unui coeficient de bituminozitate.

Acesta se calculează după formula:

$$K_{bit.} = \frac{C_{bit.}}{C_{rez.} + C_{humus}} \cdot C_{org.}$$

unde:

$K_{bit.}$ este coeficientul de bituminozitate;
$C_{bit.}$ — carbonul corespunzător conținutului de bitum din rocă;
$C_{org.}$ — carbonul corespunzător substanței organice;
$C_{rez.}$ — carbonul corespunzător substanței rămase în rocă după extragerea substanțelor bituminoase și a acizilor humici;
C_{humus} — carbonul corespunzător acizilor humici.

Cu ajutorul acestui indice se poate deosebi, după Simanek, rocile-magazin de rocile-mamă, care au un coeficient de bituminozitate mult mai mic decît primele, și de rocile sedimentare obișnuite, ale căror indici de bituminozitate au valori intermediare. V. Simanek stabilește prin această metodă o serie de formațiuni geologice din bazinul Vienei care pot fi considerate ca roci-sursă pentru petrol.

Y. Khalifek și M. Louis (11), (12) încearcă să identifice rocile generatoare de petrol prin cercetarea materiei organice fixe din rocă. Autorii consideră că substanța organică din rocile-mamă trebuie să fie diferită de substanța organică din rocile obișnuite.

---

[1] Casimir E. și colab., *Cercetări pentru stabilirea de criterii pentru diagnosticarea rocilor mame de țiței*, Raport M.I.P.Ch., 1962.

Pentru studiul substanţelor organice fixe, ei folosesc o serie de oxidări succesive şi progresive. Substanţa organică din roca rămasă după fiecare oxidare este caracterizată prin raportul dintre capacitatea de reducere şi carbonul organic.

Puterea reducătoare (PR) este legată în cazul de faţă de cantitatea de oxigen necesară pentru oxidarea completă a materiei organice insolubile din rocă pînă la bioxid de carbon, apă şi bioxid de azot.

Indicele de mai sus ne dă o imagine indirectă a stadiului de reducere a substanţei organice din rocă în decursul timpului geologic, deoarece la aceeaşi cantitate de carbon indicele PR va fi cu atît mai ridicat, cu cît conţinutul în hidrogen va fi mai mare. În felul acesta se poate diferenţia substanţa organică din rocile sedimentare obişnuite de substanţa organică din rocile-mamă de ţiţei.

Prin această metodă, Khalifek şi Louis cercetează o serie de roci cu caracter litologic diferit din cîteva regiuni ale globului, unele dintre ele fiind considerate de către geologi ca roci-mame de petrol.

A. ROCI SILICIOASE

1. Diatomitul marin de la Sidi Brahina (Algeria), roca fiind considerată rocă-mamă a zăcămîntului Ain Zeft. Autorii au găsit că această părere concordă cu rezultatele obţinute prin metoda propusă.

2. Diatomitul continental de la Veyssiere (Franţa). El provine dintr-un fost lac din regiunea vulcanică a Masivului Central şi, în consecinţă, nu a fost niciodată rocă-mamă. Aplicarea metodei Khalifek a condus la aceleaşi rezultate.

B. ROCI ŞISTOASE

La o probă de şist a gothlandianului din Sahara, considerată ca rocă-mamă posibilă, metoda Khalifek a confirmat acest lucru.

Şisturi ale toarcianului din Suderbruch (Germania). Această formaţie este considerată ca o rocă-mamă, fiind în acelaşi timp şi productivă. S-a confirmat aceasta prin metoda de mai sus.

Un şist dintr-o formaţie continentală a permianului de la St. Hilaire (Franţa) care nu pare să fie în legătură cu un zăcămînt de petrol. Metoda utilizată a arătat că roca nu face parte din grupa rocilor-mamă.

C. ROCI CALCAROASE

1. Probă de calcar din La Luna (Venezuela), considerată de numeroşi geologi ca rocă-mamă a numeroase zăcăminte de petrol, fiind un reper important pentru verificarea metodei. Rezultatele obţinute au fost net pozitive.

2. Calcare ale kimmeridgianului din St.-Champ (Franţa), formaţiune marină depusă într-un atol. Nu a avut condiţii pentru a genera petrol. Metoda Kahlifek confirmă acest lucru.

D. SEDIMENTE ACTUALE

Nămol de pe fundul Mării Baltice, în care substanța organică nu a putut suferi transformări importante. Metoda a confirmat acest lucru, curba de oxidație fiind apropiată de o linie dreaptă.

Pînă în prezent, în țara noastră, în afară de lucrările lui E. Casimir și colab., executate în cadrul Întreprinderii de laboratoare geologice a Ministerului Petrolului, nu s-au făcut lucrări de acest gen, caracterul de rocă-mamă stabilindu-se numai pe criterii geologice și pe conținutul în bitumen.

Astfel, L. Mrazec (13) consideră că majoritatea zăcămintelor de petrol din oligocen ar avea ca origine șisturile bituminoase din această formațiune, iar petrolul din neogen ar avea ca roci-mamă stratele de Cornu ale acvitanianului. Profesorul G. Macovei (14) este de părere că rocile-mamă ale petrolului din Carpați sînt șisturile negre cretacice și că toate zăcămintele de petrol din zona marginală a flișului și din zona neogenă au ca origine șisturile menilitice din oligocen.

În lucrarea de față am încercat să utilizăm metoda Khalifek la cercetarea geochimică a rocilor-mamă de țiței.

METODA DE LUCRU

Materialul supus cercetării trebuie să fie proaspăt recoltat, fie cu ajutorul forajelor de adîncime, fie din aflorimente. Circa 20 g din acest material se usucă, se macină și se supune extracției cu cloroform timp de 24 de ore pentru a se îndepărta substanța organică solubilă (bitumen A).

După extragere și îndepărtarea solventului, proba este supusă unui tratament cu HCl 10% pentru îndepărtarea carbonaților și clorurilor solubile. Se spală bine pînă la reacția neutră, se filtrează și se usucă pînă la greutate constantă. Din proba astfel preparată se ia cîte 1,5 g, care se introduce într-un vas conic de 250 cm^3 cu dop rodat. Se prepară astfel 4—5 probe. Se tratează fiecare probă cu 2—3 cm^3 acid sulfuric 0,15 N și 3—4 cm^3 soluție de permanganat de K 3%.

Vasele conice sînt introduse într-o etuvă la 60° C și sînt lăsate pînă la reducerea completă a permanganatului. Prima probă este analizată, iar celorlalte se adaugă o nouă cantitate de permanganat. Operația este continuată pînă ce 80% din materialul organic din probă este oxidat. Conținutul vaselor conice este tratat cu apă distilată și apoi cu SO_2 pentru a îndepărta oxidul de mangan format.

Se filtrează printr-un Gooch cîntărit, se spală cu apă caldă. După uscare și cîntărire se procedează la determinarea raportului PR/C printr-o determinare a puterii reducătoare după metoda Trask și a carbonului organic pe cale uscată.

Valorile acestui raport pentru diferite stadii de oxidare ale substanței cercetate au fost trecute pe o diagramă, pe care în ordonată s-au trecut valorile raportului PR/C, iar în abscisă procentul de carbon neoxidat.

În felul acesta se obţine pentru fiecare probă cercetată o curbă care reprezintă variaţia puterii reducătoare a substanţei organice din roca cercetată în diferite stadii de oxidare. Forma curbei PR/C ne dă indicaţii asupra caracterului rocii respective.

REZULTATE

Pentru verificarea metodei de lucru s-au făcut cîteva determinări pe roci al cărui caracter de rocă-mamă este astăzi admis de cea mai mare parte dintre geologi : şisturile disodilice şi şisturile negre din flişul Carpaţilor Orientali.

Tabelul

Proveniența	Sonda	Adîncimea m	Formaţia geologică	Tipul petrog.	S organic	Faza de tratare a probei
1	2	3	4	5	6	7
1 Geamăna	4	818,3—818,9	oligocen	şist disodilic	3,2	neoxidat oxidat I „ II „ III „ IV „ V „ VI
2 Mușa (I.S.E.M.)	2 361	1 580,5 1 581,5	senonian	argilit	2,2	neoxidat oxidat I „ II „ III „ IV „ V
3 Valea Bughea	—	0,6	oligocen superior	şist disodilic	2,0	neoxidat oxidat I „ II „ III „ IV „ V
4 Valea Uzului (Moineşti)	—	0,6	senonian superior	şisturi negre	2,04	neoxidat oxidat I „ II „ III „ IV „ V
5 Valea Bistriţei	—	0,6	oligocen	şist disodilic	6,7	neoxidat oxidat I „ II „ III „ IV „ V „ VI

Metoda a fost încercată și pe un argilit de vîrstă senoniană, extras din sonda 2 361 Mușa la nord de localitatea Nehoiaș. Roca nu a fost studiată pînă în prezent din acest punct de vedere. La probele cercetate s-a determinat puterea reducătoare și carbonul organic atît pe probe ca atare, cît și pe probe oxidate în laborator în mai multe faze : oxidarea s-a făcut în condițiile arătate. Din valorile PR și ale carbonului organic s-a calculat valoarea raportului PR/C. Rezultatele tuturor determinărilor se văd în tabelul nr. 1.

Cu ajutorul valorilor raportului PR/C din coloana 10 și ale carbonului neoxidat din coloana 11 s-a trasat pentru fiecare probă curba variației raportului PR/C în funcție de valoarea carbonului rămas neoxidat.

nr. 1

PR	C organic %	PR/C	C rămas neoxidat	Observații
8	9	10	11	12
3,49	2,88	1,21	—	a putut funcționa ca rocă-mamă
2,90	2,43	1,19	80,6	
2,59	2,17	1,19	70,80	
2,28	1,91	1,19	62,3	
1,88	1,69	1,11	54,4	
1,84	1,45	1,27	46,3	
1,96	1,40	1,40	41,2	
1,375	1,99	0,69	—	nu a putut funcționa ca rocă-mamă
1,128	1,85	0,61	92,95	
0,96	1,78	0,54	89,45	
0,90	1,74	0,52	87,45	
0,77	1,71	0,45	85,95	
0,56	1,60	0,35	60,3	
1,625	1,65	0,98	—	a putut funcționa ca rocă-mamă
1,136	1,33	0,85	77,4	
0,83	0,92	0,90	53,5	
0,68	0,72	0,95	41,9	
0,58	0,596	0,98	34,4	
0,60	0,52	1,15	33,0	
2,0	1,76	1,146	—	nu a putut funcționa ca rocă-mamă
1,2	1,20	1,001	68,2	
0,73	0,91	0,802	51,7	
0,55	0,73	0,764	41,5	
0,44	0,56	0,780	31,8	
0,28	0,40	0,70	28,1	
3,336	2,93	1,139	—	a putut funcționa ca rocă-mamă
2,488	2,219	1,126	75,75	
2,071	1,525	1,358	52,05	
1,509	1,05	1,437	35,85	
1,162	0,69	1,690	23,55	
1,127	0,525	2,147	17,90	
1,063	0,338	3,146	11,55	

După cum am mai arătat, această curbă reprezintă o imagine indirectă a stadiului de reducere a substanţei organice din rocă în decursul timpurilor geologice. După evoluţia substanţei organice se pot diferenţia rocile sedimentare obişnuite de rocile-mamă de ţiţei. Într-adevăr, în timpul diagenezei, în cazul rocilor-mamă de ţiţei, substanţa organică a suferit o serie de reacţii de reducere, care au avut ca rezultat o creştere a cantităţii de hidrogen faţă de cantitatea de carbon. Această creştere e redată în cazul de faţă printr-o curbă ascendentă.

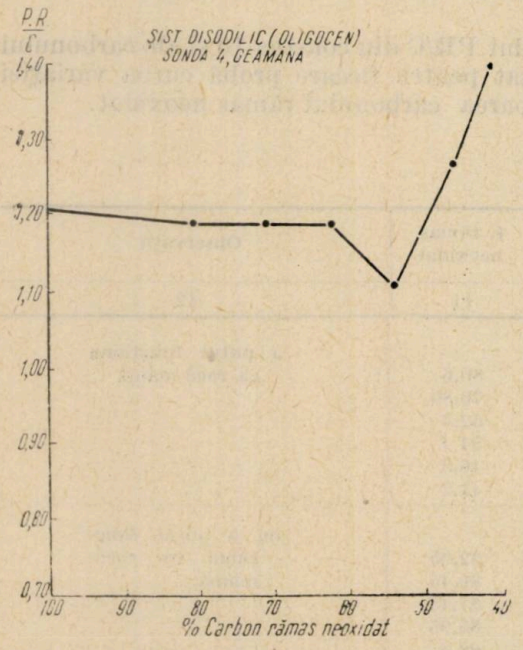


Fig. 1. — Curba variaţiei raportului P R/C la un sistem disodilic de vîrstă oligocenă de la sonda 4 Geamăna (flişul Carpaţilor Orientali).

În cazul rocilor sedimentare obişnuite, în care substanţa organică a suferit diferite reacţii de oxidoreducere, cantitatea de hidrogen a scăzut faţă de cantitatea de carbon organic sau a rămas neschimbată; această situaţie e reprezentată în diagramele noastre printr-o curbă descendentă.

Analizăm fiecare diagramă corespunzătoare probelor de rocă cercetată.

Figura 1 reprezintă variaţia raportului PR/C într-o probă de carotă furnizată de Ministerul Petrolului de la sonda nr. 4 Geamăna de la adîncimea de 818,3—818,9 m. Sonda se găseşte pe structura Geamăna, pe marginea de sud-vest a semiferestrei Bistriţa — Piatra-Neamţ, la 32 km sud de Piatra-Neamţ. Carota e formată din şisturi disodilice fin micacee de vîrsta oligocenă.

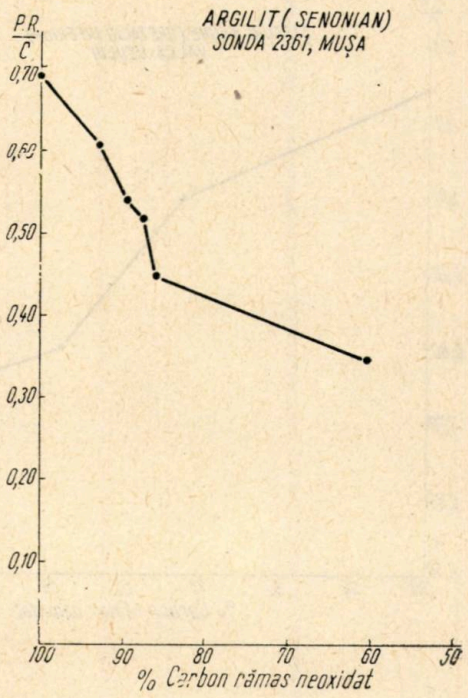
Examinînd modul cum variază curba PR/C se vede că la început se menţine aproape orizontală, cu o cădere foarte slabă pînă la un procent de 62,3% carbon neoxidat; din acest punct curba marchează o scădere bruscă, ca apoi, de la un procent de 52% carbon neoxidat, curba să ia o formă ascendentă. După forma acestei curbe, roca cercetată poate fi considerată că în trecut a funcţionat ca o rocă generatoare de petrol

Această concluzie e în concordanţă cu datele geologice obţinute prin forajul a mai multor sonde din acest perimetru, unde s-a găsit ţiţei într-o gresie silicioasă asemănătoare cu gresia de Kliwa, la 150 m deasupra şisturilor disodilice cercetate de noi.

Mai jos oligocenul se continuă printr-o alternanţă de şisturi disodilice şi gresii de Kliwa, în care sînt cantonate însemnate acumulări de ţiţei.

Figura 2 reprezintă variaţia aceluiaşi raport într-o probă de carotă furnizată de I.S.E.M. de la sonda 2 361 Muşa de la adîncimea de 1 580,5—

Fig. 2. — Curba variației raportului P R/C la un argilit de vîrstă senoniană de la sonda 2 361 Mușa (Nehoiaș).



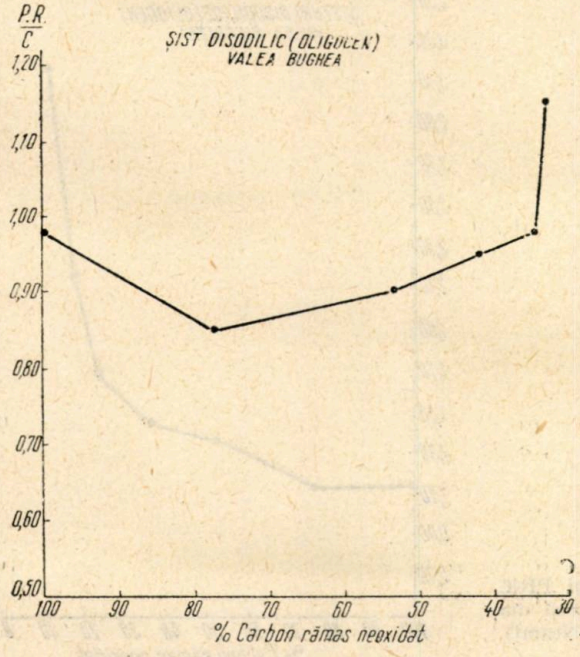


Fig. 3. — Curba variației raportului P R/C la un șist disodilic de vîrsta oligocenă din flișul Carpaților Orientali (Vălenii de Munte).

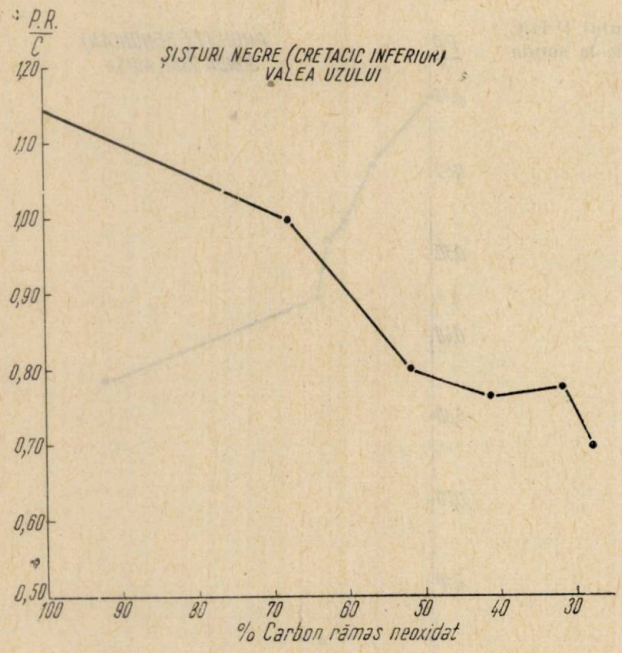


Fig. 4. — Curba variației raportului PR/C la o probă de șist negru de vîrsta cretacică din Carpații Orientali (Moinești).

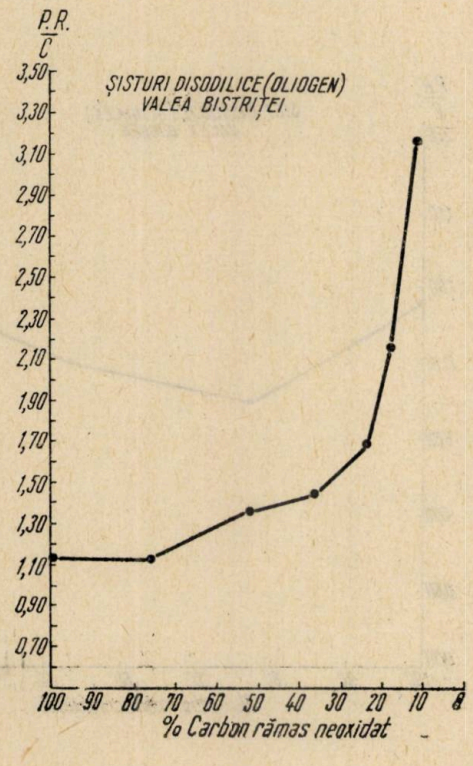


Fig. 5. — Curba variației raportului PR/C la un șist disodilic de vîrsta oligocenă din flișul Carpaților Orientali (Piatra-Neamț).

—1 581,5 m. Sonda se găseşte la circa 30 km nord de localitatea Nehoiaş. Carota e formată dintr-un argilit cenuşiu de vîrstă senoniană.

Examinînd curba care ne arată variaţia raportului PR/C, se vede că are o alură net descendentă, indicîndu-se că roca respectivă nu a funcţionat ca o rocă generatoare de ţiţei.

Figura 3 reprezintă curba variaţiei raportului PR/C a unui şist disodilic de vîrstă oligocen superior, recoltat dintr-o deschidere de pe valea Bughea la sud-vest de localitatea Vălenii de Munte.

Depozitele oligocene se dezvoltă în această regiune sub faciesul gresiei de Kliwa. Şisturile disodilice au aspectul litologic cunoscut.

Examinînd curba caracteristică, se vede că la început, cînd carbonul neoxidat este peste 40%, ea are o alură descendentă, apoi indică o creştere remarcabilă pentru o scădere a carbonului rezidual sub 30%.

Această formă a curbei ne indică funcţia de rocă-mamă a şisturilor disodilice oligocene pentru acumulările de hidrocarburi cantonate în meoţianul din această regiune.

În figura 4, curba reprezintă variaţia raportului PR/C pentru o probă de şisturi negre de vîrstă cretacică inferioară, recoltată pe valea Uzului lîngă localitatea Dărmăneşti, raionul Moineşti.

Şisturile negre constituie o zonă caracteristică de-a lungul arcului Carpaţilor Orientali.

În prezent nu se cunosc acumulări industriale de hidrocarburi cantonate în aceste formaţiuni. Ele însă joacă un rol important de rocă protectoare în formaţiunile mai noi, peste care apar în raporturi de şariaj.

Forma curbei indicative are un aspect net descendent, ceea ce denotă lipsa caracterelor de rocă-mamă pentru şisturile negre din valea Uzului.

În figura 5, curba reprezintă variaţia raportului PR/C pentru o probă de şisturi disodilice de vîrstă oligocenă, recoltate pe valea Bistriţei în dreptul gării Piatra-Neamţ.

Cercetînd aspectul curbei, se vede că ea are o formă net ascendentă, ducînd la concluzia că şisturile disodilice examinate au funcţionat ca rocă-mamă generatoare de ţiţei.

De aceea zăcămintele de ţiţei cunoscute în aceste regiuni (Lucăceşti, Zemeş, Solonţ) şi cantonate în orizonturile gresiei de Kliwa trebuie presupuse că au ca rocă-mamă şisturile disodilice oligocenice. Desigur că şi alte roci din regiunile cercetate au putut funcţiona ca roci generatoare de petrol, ceea ce ne vor arăta cercetările viitoare.

CONCLUZII

Din cele arătate se vede că metoda geochimică prezentată poate fi aplicată pentru caracterizarea rocilor sedimentare în ceea ce priveşte caracterul lor de roci generatoare de hidrocarburi.

Metoda este destul de simplă. Pentru a fi concludentă, rezultatele geochimice trebuie interpretate, corelîndu-le cu datele straţigrafice, litologice şi tectonice ale regiunii cercetate, precum şi cu alte rezultate geochimice.

Metoda propusă ar putea fi utilizată cu succes în cercetarea rocilor-mamă a zăcămintelor de ţiţei din diferite unităţi structurale ale ţării. Acest lucru ar avea atît o importanţă ştiinţifică, contribuind la o cunoaştere mai bună a originii şi a modului de formare a ţiţeiului din ţara noastră, cît şi un scop practic, acela al prospectării geochimice cu caracter regional a perspectivelor de ţiţei cu ajutorul rocilor-mamă.

BIBLIOGRAFIE

1. Арангельский А. Д., *Условия образования нефти на Северном Кавказе*, серия ред. журн. „Нефтяное хозяйство", М. —Л., 1927.
2. Губкин И. М., *Исследование нефти*, Гостоптехиздат, 1932.
3. Страхов Н. М., *О значении сероводородных бассейнов как областей отложения битуминозных и нефтепроводящих свит*, Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, 5.
4. Trask P. D. şi Keyte W. R., *Gradul de reducere ca indice a rocilor-mame în bazinul din E Texasului*, Amer. Petrol. Ind., 1937.
5. Trask P. D. şi Patnode H. W., *Rocile generatoare ale petrolului*, Amer. Ass. Petr. Geol., Tusla, Oklahoma, 1942.
6. Маймин З. Л., *Некоторые результаты работ по изучению условий образования нефти*, в сб. *Об условиях обр. нефти*, Труды ВНИГРИ, Нов. сер., 1955, *82*.
7. Гуляева Л. А., *Геохимия терригенных отложений Урало-Повольжья*, Диссертация, Фонды Ин-т нефти, АН СССР, 1952.
8. Юркевич И. А., *Фациально-геохимическая характеристика мезокаинозойских отложений восточного Зауралья*, Изд. АН СССР, 1959.
9. — *О нефтематеринских породах*, Советская геология, Москва, 1955, 47.
10. Simanek V., *Contribuţii la identificarea geochimică a rocilor-mamă şi a colectoarelor de petrol în Cîmpia Dunării*, Comunicare la Congresul de petrol, Budapesta, 1962.
11. Khalifek У. şi Louis M., *Contribuţii la recunoaşterea rocilor-mame de petrol*, Rev. Inst. France, Petrole, 1955, **10**, *5*.
12. — *Studiul materiei organice din rocile sedimentare*, Geochimica şi cosmochimica Acta, 1961, **22**, *1*.
13. Mrazek L., *Aperçu sur le caractère des gisements de pétrol de la Roumanie*, Publication de la Faculté des Sciences de l'Université Charles, Praga, 1931.
14. Macovei G., *Les Gisements de Pétrol*, Paris, 1938.

Întrep. de prospec. şi laboratoare a Comit. geologic
Primit în redacţie la 12 martie 1964

BANISTERIAECARPUM GIGANTEUM (GOEPP.) KR. IN PLIOCENUL SUPERIOR DIN ROMÂNIA

DE

I. Z. BARBU şi R. GIVULESCU

55(05)

Autorii citează şi descriu pentru prima oară în România samarele acestei forme tropicale. Ceea ce constituie curiozitatea şi importanţa ştiinţifică în acest caz este faptul că ele au fost găsite în depozite aparţinînd levantinului inferior, situaţie nemaiîntîlnită în literatura de specialitate.

Banisteriaecarpum giganteum este cunoscut în literatura paleobotanică mai veche sub denumirile de *Acer giganteum* Goepp. şi *Acer otopterix* Goepp., ambele tipuri descrise pentru prima dată de H. R. Goeppert în 1852 din miocenul Sileziei.

Sub denumirea de *Acer giganteum* găsim citate resturi fosile şi din România, şi anume:

1881, Bodoş: dacian — levantin (M. Staub);
1954, Timişani: dacian (I. Z. Barbu).

Asupra materialului care a stat la îndemîna lui M. Staub, precum şi asupra justeţei determinării lui, nu putem da nici un fel de relaţii. Este probabil că el se mai găseşte în colecţiile Institutului geologic din Budapesta.

În schimb, materialul de la Timişeni, aflat în colecţia Laboratorului de paleontologie al Universităţii din Bucureşti, fiind la îndemîna noastră, am putut proceda la reexaminarea şi la redeterminarea lui în sensul celor mai recente puncte de vedere ale paleobotanicii.

Depozitele sedimentare cu plante fosile de la Timişani din care provin resturile în cauză sînt reprezentate pe pîrîul Timişani prin argile vinete sau brune cu intercalaţii de nisipuri. Argilele sînt coapte din loc în loc şi au culoarea roşie (porţelanite), acestea fiind în special foarte

bogate în impresiuni de frunze. Vîrsta lor este considerată daciană de I. Z. Barbu (3), (4), M. Filipescu (7), cît şi pe harta geologică a României 1 : 500 000, această succesiune reprezentînd partea superioară a dacianului la limita cu levantinul. N. Oncescu şi T. Jojea (12) neagă existenţa dacianului în regiune, atribuind aceste depozite părţii inferioare a levantinului. Din punctul nostru de vedere, această controversă stratigrafică nu are prea mare importanţă. Ne alăturăm totuşi ultimei păreri, considerînd deci că stratele purtătoare de plante de la Timişani sînt situate în baza levantinului.

Flora păstrată în aceste depozite şi descrisă de I. Z. Barbu (3), (4) este o floră tipic umed-temperată pliocenică şi, în cazul de faţă, flora din şi de pe malul unei mlaştini de turbă. Ea este bogată în tipuri de *Salix*, *Populus*, *Glyptostrobus*, *Pterocarya*, *Parrotia*, dar mai ales abundă în mare cantitate *Alangium tiliaefolium* (Unger) Kryst.[1], asociaţia *Osmunda-Glyptostrobus — Alangium* fiind foarte caracteristică turbăriilor pliocenice.

Resturile de *Banisteriaecarpum* sînt reprezentate prin trei fragmente de samară. Întrucît în lucrarea citată din 1954 ele au fost doar amintite, nu şi descrise, vom da o scurtă descriere a lor. Este vorba de fragmente lungi de 60, respectiv 70 mm, late în jur de 35 şi 45 mm, reprezentînd în majoritate porţiunea mediană a aripii respective, care întreagă trebuie să fi avut cel puţin 140—180 mm lungime. Se observă bine marginea superioară dreaptă a aripii, din care se desprinde pe rînd o nervaţiune puternică ce se curbează pentru a ajunge la marginea aripii ramificîndu-se în acelaşi timp. Nervurile sînt anastomozate între ele.

Aşa cum arată, exemplarele pe care le prezentăm sînt absolut tipice, neexistînd nici un dubiu asupra atribuirii lor. Ele se aseamănă atît cu originalele lui H. R. Goeppert, *Acer giganteum*, tab. 38, fig. 1, cît mai ales cu materialul figurat de R. Kräusel, tab. 12, fig. 1, de la Wersingave (Wohlau) din Silezia.

B. giganteum este un fosil care apare destul de rar, cu precădere în miocenul Europei. Este citat în special din miocenul superior:

miocen : argilele de *Posen*, Posen, Polonia;
miocenul sup. : Dobrzyn nad Wisla, Polonia, diferite localităţi din Silezia poloneză;
sarmaţian : Gabbro, Italia,
Oehningen, Elveţia,
Prävali (Carintia), Austria,
Sajokaza, Ungaria.

Este de asemenea citat din miocenul (?) din Islanda (datele după R. Kräusel completate la zi de autori).

O altă specie, *B. papilio* Andr., este citată din oligocenul Ungariei.

Faţă de această răspîndire destul de lacunară ca spaţiu, care cuprinde cu mici excepţii numai Europa centrală şi restrînsă ca timp în special la miocenul superior, prezenţa tipului în pliocenul superior reprezintă o noutate ce trebuie semnalată şi subliniată în mod deosebit, fiind vorba

[1] Descrisă în literatura mai veche sub denumirea de *Ficus tiliaefolia* (Unger) Heer.

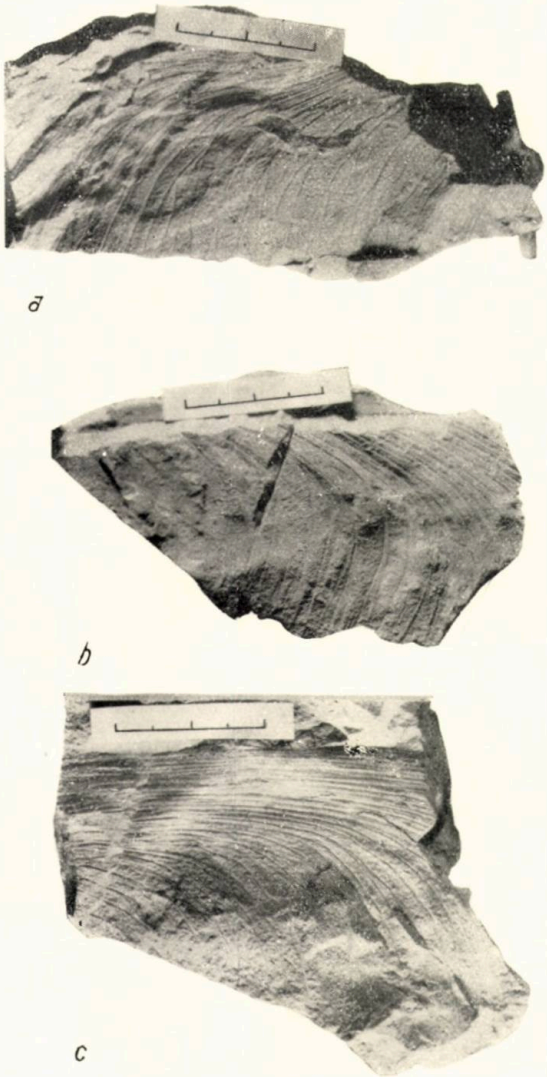


Fig. 1. (*a*, *b*, *c*) — *Banisteriaecarpum giganteum*, Timişani, aproxim. 1 : 1., Col. Lab. paleont., Universitatea din Bucureşti.

de un relict tropical miocenic în pliocenul cel mai superior, caz aproape unic în literatura paleobotanică.

R. Kräusel (11) amintește în treacăt că *B. giganteum* este frecvent asociat cu *A. tiliaefolium*. Din cercetarea literaturii reiese că în aproape toate punctele citate ele apar împreună, existînd, se pare, o legătură numerică între cele două tipuri.

Astfel:

	B. giganteum	*A. tiliaefolium*
miocen sup.		
Dobrzyn nad Wisla	2	numeros
Silezia	numeros	numeros
Gabbro	1	lipsește
Oehningen	numeros	foarte numeros
Prävali	21	230
Sajokaza	cîteva ex.	foarte numeros
pliocen sup.		
Timișani	3	foarte numeros
Bodoș	+	+

Tipurile de *Banisteria* sînt tipuri exotice care vegetează în regiunile tropicale ale Americii de Sud.

BIBLIOGRAFIE

1. Andreánszky G., *Neue und interessante tertiäre Pflanzenarten aus Ungarn*, Ann. Hist. Nat., Mus. nat. Hung, s.n., Budapesta, 1955, *6*.
2. — *Sarmatische Flora von Ungarn*, Budapesta, 1959.
3. Barbu I. Z., *Flora fosilă de la Timișani, jud. Gorjiu*, Not. biol., București, 1933, **1**, *2*.
4. — *Flora fosilă din terțiarul Olteniei*, An. Com. geol., 1954, **27**.
5. Berger W., *Untersuchungen an der obermiozänen (Sarmatischen) Flora Von Gabbro (Monti Livornesi) in der Toskana*, Palaeontogr., Italica, **51**, s.n., Pisa, 1957, *21*.
6. — *Die obermiozäne (Sarmatische) Flora von Liescha bei Prävali und die vegetationsgeschichtliche Stellung von Büttneria aequalifolia, Carinthia II*, Mitt. Naturwiss., Ver. f. Kärnten, Klagenfurt, 1959, **69**.
7. Filipescu M., *Recherches géologiques sur le NW. de l'Oltenie*, Bull. soc. roum. géol., București, 1942, **5**.
8. Givulescu R., *Die fossile Flora Rumänischens*, Ber. geol. Ges. D.D.R., Berlin, 1960, **51**, *4*.
9. Geoppert R. H., *Beiträge zur Tertiärflora Schlesiens*, Palaeontogr., Kassel, 1852, *2*.
10. Heer O., *Flora tertiaria Helvetiae*, Zürich, 1855—1859, *1—3*.
11. Kräusel R., *Der tertiäre „Riesenahorn" Banisteriaecarpum nov. gen. Die systematische Stellung von Acer giganteum und Acer otopterix Goeppert*, Abh. Senck. Naturf. Ges. Frankfurt a. Mein, 1951, *485*.
12. Oncescu N., Jojea T., *Observațiuni asupra stratigrafiei Pliocenului superior dintre Valea Dunării și Valea Jiului*, D. s. Inst. geol. rom. București, 1952, **35**.
13. Staub M., *Adalék a Székelyföld fossil florájahoz.*, Földt. Közl., Budapest, 1881, *11*.

Universitatea București, Facultatea de Geologie și geografie
Institutul pedagogic Baia Mare

Primit în redacție la 7 iulie 1964

CONTRIBUȚII LA STRATIGRAFIA MIOCENULUI INFERIOR DIN NORD-VESTUL BAZINULUI TRANSILVANIEI

DE

A. RUSU și GH. POPESCU

55(05)

Studiind conținutul faunistic al stratelor de Coruș, autorii ajung la concluzia că ele reprezintă, ca vîrstă, burdigalianul superior. Cea mai mare parte a stratelor de valea Almașului revine, prin urmare, burdigalianului inferior și acvitanianului (miocen). Se stabilește pentru prima dată, pe baze paleontologice și sedimentologice, existența în regiune a unei lacune de sedimentare între stratele de Coruș și argilele de Chechiș.

Lucrarea de față privește în special stratele de Coruș, cu unele discuții asupra stratelor din culcuș și din acoperiș, respectiv stratele de valea Almașului și argilele de Chechiș, urmărite de autori între localitățile Coruș și Ileanda.

STRATELE DE CORUȘ (A. KOCH, 1875)

Prin bogăția de faună a nisipurilor de la Coruș, aceste strate au atras atenția cercetătorilor încă din a doua jumătate a secolului al XVIII-lea. În lucrarea lui Fr. Hauer și G. Stache (10) se dă o listă cu formele cunoscute pînă la acea dată din comunicările lui H. G. Bronn (1837) și Fr. Hauer (1847). A. Koch (16) și K. Hofmann (11), (12) au cercetat minuțios stratele de Coruș, urmărindu-le pe toată întinderea lor. K. Hofmann, în ultima lucrare (12), le plasează la baza miocenului (burdigalian). A. Koch rămîne și el la aceeași vîrstă, burdigalian inferior, menționînd că, în urma expunerii lui Th. Fuchs privind poziția acvitanianului, consideră stratele de Zimbor și de Sînmihai în baza miocenului (16).

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie, t. 10 nr. 2 p. 467—473 București 1965

Studiile ulterioare recunosc unanim vîrsta burdigalian inferioară a stratelor de Coruş, fiind expuse concepţii diferite doar în ceea ce priveşte apartenenţa acvitanianului la oligocen (7), (24), (23) sau la miocen (9), (25), (14).

Cu toate că stratele de Coruş au fost atît de mult cercetate, limita lor inferioară nu e precizată clar. Din descrierile lui A. K o c h (15), (16) reiese că aparţin acestor strate gresiile şi nisipurile în care apare faună marină; la Coruş el exclude stratul de cărbune subiacent cantonat în

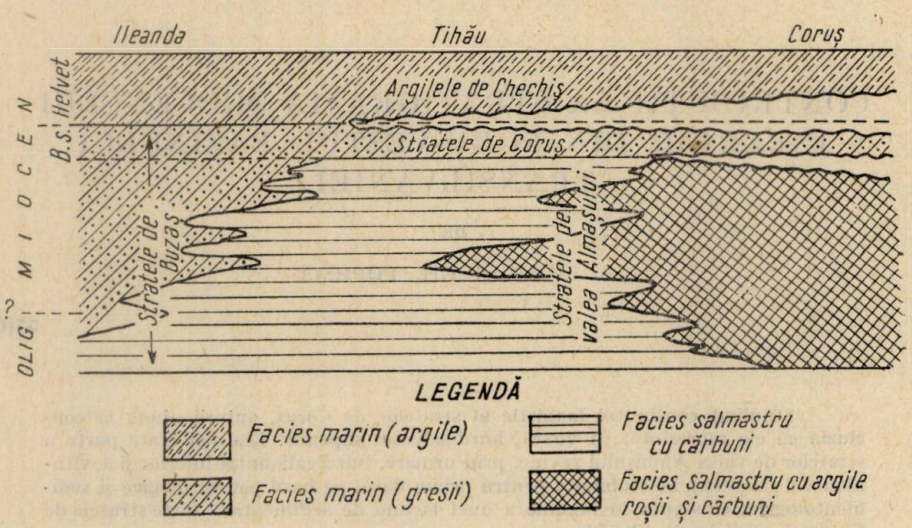


Fig. 1. — Schema variaţiilor de facies ale miocenului inferior între Ileanda şi Coruş.

acelaşi tip de nisipuri şi gresii, care, la rîndul lor, repauzează pe argilele roşii pătate. Spre vest de localitatea tip, A. K o c h este obligat, din lipsă de fosile, să separe stratele de Coruş pe criterii litologice, incluzînd astfel şi stratele de cărbuni. K. H o f m a n n (12) critică inconsecvenţa menţionată mai sus, arătînd că limita stratelor de Sînmihai cu stratele de Coruş, trebuie considerată între argilele roşii pătate, cu lentile de nisipuri, şi gresiile şi nisipurile care conţin la Coruş stratul cărbunos. Ne raliem părerii lui H o f m a n n, datorită faptului că separarea acestora a avut în vedere în primul rînd unităţi litofaciale. Stratul de cărbune se dovedeşte a fi un bun reper cartografic în regiunea Jiboului, unde stratele de valea Almaşului constituie o serie comprehensivă de gresii, cu aceeaşi litologie ca şi a stratelor de Coruş.

Stratele de Coruş au următorul conţinut litologic: gresii şi nisipuri albicioase sau brune, conglomerate şi microconglomerate care devin predominante în anumite porţiuni, slabe intercalaţii de argile cărbunoase, cenuşii negricioase, precum şi cărbuni. Grosimea complexului este de 25—30 m în regiunea Coruşului şi 12—15 m în regiunea Tihăului, localităţi de unde se cunoaşte o bogată faună de moluşte. Separarea stratelor de

Coruş devine problematică o dată cu dispariţia stratelor de cărbuni la est de localitatea Cliţ, de unde stratele de valea Almaşului îmbracă un facies marin. În regiunea Cliţ-Ileanda nu găsim criterii litologice sau paleontologice pentru această separare, fapt pentru care propunem să se păstreze numele de strate de Buzaş (strate de valea Almaşului + strate de Coruş) dat de I. Dumitrescu (7) faciesului epicontinental marin. Conţinutul faunistic al stratelor de Coruş este dat în tabelul nr. 1, în care am inclus numai formele cele mai frecvente şi care au o valoare stratigrafică, lista fiind corectată şi completată cu speciile determinate de noi.

Tabelul nr. 1

Distribuţia faunei burdigaliene din stratele de Coruş

SPECIA	Distribuţia stratigrafică generală			Baz. bavarez şi Portugalia (+)	
	B	H	T	Bi	Bs
Pecten pseudobeudanti Depéret şi Roman				+	×
Flabellipecten solarium Lamark					+
Chlamys gigas Schlot.					×
Glycymeris fichteli (Deshayes)					
Cardium heeri Mayer					
Cardium (*Acanthocardia*) *saucatense* Mayer					×
Cardium (*Rudicardium*) *grande* Hölzl					×
Laevicardium kübeki (Hauer)				×	×
Pitaria (*Cardiopsis*) *incrassata* (Sowerby)				×	×
Pitaria (*Cardiopsis*) *schafferi* Kautsky				×	×
Pitaria (*Paradione*) *lilacinoides* (Schaffer)				×	×
Arca (*Anadara*) *fichteli* Deshayes					×
Mactra (*Barymactra*) *bucklandi* Defrance					×
Lutraria latissima Deshayes					×
Turritella terebralis Lamark					+
Turritella (*Haustator*) *turris* Basterot					×
Turritella (*Haustator*) *vermicularis* Brocchi					×
Natica burdigalense Mayer				×	×
Natica millepunctata Lamark				×	×
Fusus fasciatus Wolff					×
Euthriofusus burdigalensis acutopernodosus (Sacco)					+
Athleta ficulina ficulina Lamark				×	×
Fusus conditus (Brogniart)					×

Fauna de pecteni determinată după lucrările recente (6), (13), (29) poate să ne dea o idee asupra vîrstei stratelor de Coruş. Formele : *Pecten pseudobeudanti* Depéret şi Roman şi *Chlamys gigas* Schlot. sînt exclusiv burdigaliene ; primul a fost citat în Ungaria (la Borsodnádasd, Bekölce), în bazinul extraalpin al Vienei (la Gandendorf, Eggenburg, Dreieichen, Grossrussbach), Portugalia (Bacia do Tejo) etc., iar la noi în ţară este cunoscut în stratele de Cornu de la Schiuleşti (20) ; al doilea, *Ch. gigas*, cu o răspîndire spaţială mare, este întîlnit din Europa vestică pînă în Asia

(Turcia, Persia, China de sud). În Ungaria se găseşte la Budafok, Salgotarjan, Recsz-Darnó, apoi în bazinul extraalpin al Vienei, la Eggenburg. În bazinul bavarez, această formă este citată doar în burdigalianul superior. Gr. Răileanu citează forma *Chlamys gigas* din depozitele burdigaliene ale bazinului Petroşani (22).

Flabellipecten solarium Lamark, cu o răspîndire mai mare pe verticală (burdigalian-tortonian), este citat cel mai frecvent în depozitele helveţiene, dar este cunoscut în Franţa (Saubrigues) şi Maroc în burdigalian, iar în Portugalia (bazinul Tejo) doar în burdigalianul superior. Amintim forma *Macrochlamys subholgeri* Fontannes, citată de I. Ferenczi (9) pe care noi nu am reuşit s-o găsim. De remarcat că pectenii menţionaţi au arealele de răspîndire diferite în cadrul stratelor de Coruş. Astfel, *Pecten pseudobeudanti* se întîlneşte numai în regiunea Jiboului, iar *Chlamys gigas* şi *Flabellipecten solarium* apar în regiunea Clujului. Nu ne îndoim că ei se găsesc la acelaşi nivel stratigrafic prin faptul că restul faunei de moluşte este asemănător în ambele regiuni. Dintre celelalte forme trecute în tabel, speciile *Glycymeris fichteli* (Deshayes), *Cardium heeri* Mayer, *Cardium* (*Acanthocardia*) *saucatense* Mayer, *Cardium* (*Rudicardium*) *grande* Hölzl, *Laevicardium kübecki* (Hauer), *Pitaria* (*Paradione*) *lilacinoides* (Schaffer), *Mactra* (*Barymactra*) *bucklandi* Defrance, *Lutraria latissima* Deshayes şi *Natica burdigalensis* Mayer sînt caracteristice etajului burdigalian. Un număr de 13 forme sînt comune cu cele ale burdigalianului superior din bazinul bavarez şi din Portugalia, unde depozitele burdigaliene au fost subdivizate (13), (29), (30). Inventarierea întregii faune a stratelor de Coruş şi compararea cu bazinele clasice mai apropiate unde încă nu s-au făcut orizontări în cadrul burdigalianului (încercări există în Ungaria şi în Cehoslovacia (4)) vor majora cu siguranţă numărul formelor comune din burdigalianul superior. Conform celor arătate mai sus, precizăm vîrsta burdigalian superioară pentru stratele de Coruş, concluzie exprimată în rapoartele noastre încă din anii 1961—1962 [1].

Odată stabilită vîrsta burdigalian superioară pentru stratele de Coruş, se naşte întrebarea: există reprezentat burdigalianul inferior în bazinul Transilvaniei şi, dacă da, prin ce este reprezentat?

În regiunea Jibou — Ileanda nu am putut observa vreo discontinuitate (lacună) între stratele de valea Almaşului şi stratele de Coruş. Dintr-un foraj executat de T.P.E.M. la Surduc în stratele de valea Almaşului am obţinut o gresie fină argiloasă, cenuşie, cu fosile, care s-ar plasa la 120—140 m grosime stratigrafică sub stratele de Coruş. Formele de pecteni mici seamănă cu specia *Chlamys macrotis* Sowerby, figurată de O. de Veiga Ferreira (29, pl. XIX, fig. 136) şi cunoscută în miocen. Microfauna determinată — *Spiroplectammina carinata* d'Orb., *Cibicides pseudoungerianus* Cush., *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), *Dentalina approximata* Rss., *D. consobrina* d'Orb., *Marginulina arcuata* Phil., *M. behmi* Rss., *Lagena costata*

---

[1] Grigore Pop şi Gh. Popescu, *Cercetări geologice în regiunea Hida, Panticeu: Jichiş*, Arh. I.G.G., 1962; A. Rusu, *Oligocenul de la estul localităţii Jibou*, Arh. I.G.G., 1961; idem, *Raport geologic asupra depozitelor oligocene dintre localităţile Moigrad — Var — Gîlgău — Jac*, Arh. I.G.G., 1962.

(Williamson), *Robulus chambersi* Garrett, *R. cultratus* (Montfort) — indică şi ea factura miocenă a depozitelor care o conţin.

De la valea Loznei spre est, în stratele de Buzaş îşi fac apariţia o serie de nivele cu faună marină, care se întîlnesc chiar şi în jumătatea inferioară a acestui complex grezo-marnos, faună asemănătoare cu ceea ce cunoaştem în stratele de Coruş (în afara pectenilor mari). Fauna amintită se găseşte în studiu, dar putem spune că ea are caractere miocene.

Observăm deci că, spre est, o dată cu apariţia faciesului marin se găsesc fosile miocene în nivele din ce în ce mai coborîte ale stratelor de Buzaş, la care numai partea superioară era considerată ca aparţinînd miocenului (echivalentul stratelor de Coruş). Acest fapt a dat naştere la confuzii; astfel, într-o lucrare recentă (1) este trecut ca strate de Coruş întregul volum litologic în facies marin care ajunge să se dispună pe stratele de Var (= partea inferioară a stratelor de valea Almaşului după Gr. Răileanu) sau chiar pe stratele de Ileanda. Este însă vorba de un miocen care începe în jumătatea inferioară a stratelor de Buzaş şi nu de stratele de Coruş, al căror echivalent se găseşte numai la partea lor superioară. Cele exprimate mai sus sînt redate schematic în figura 1.

După cum se vede, cea mai mare parte din stratele de valea Almaşului, probabil stratele de Zimbor şi stratele de Sînmihai, considerate de A. Koch (16) acvitaniene (în sens de miocen inferior), ar aparţine miocenului. Fauna salmastră cunoscută în stratele de valea Almaşului, asemănătoare cu cea din depozitele mai vechi (stratele de Cetate, de Ticu şi de Curtuiuş), prezintă doar o valoare de facies şi nu stratigrafică, formele întîlnindu-se şi în miocen. Singurul argument pentru vîrsta oligocenă, prezenţa resturilor de mamifere, respectiv molarul de *Anthracotherium* citat de A. Koch (16) de la Cristolţel, este neconvingător, deoarece resturi de antracoterii mari au fost citate şi în burdigalian (în Stiria) (24).

Pachetul de strate repartizate miocenului cuprinde, pe lîngă burdigalian, probabil şi un acvitanian, şi în acest caz ar fi foarte adecvat termenul de „girondian", propus de cercetătorii francezi (17).

Cu privire la continuitatea de sedimentare între stratele de valea Almaşului şi stratele de Coruş, acest lucru este valabil doar în regiunea localităţii Jibou. În regiunea Clujului, unde se cunoaşte de la A. Koch caracterul transgresiv al stratelor de Coruş confirmat şi mai recent (21), (23), se poate presupune existenţa unei mici lacune de sedimentare în timpul burdigalianului, care nu ar ocupa decît un spaţiu redus spre marginea bazinului.

Noua vîrstă atribuită stratelor de Coruş este în concordanţă şi cu vederile mai noi (27) privind vîrsta stratelor imediat superioare, argilele de Chechiş.

Din argilele de Chechiş am determinat următoarea microfaună: *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Rhabdammina robusta* (Grzyb), *Listerella communis* (d'Orb.), *L. primaeva* Cush., *Cylindroclavulina rudislosta* (Hantk.), *Haplophragmoides advena* Cush., *Cyclammina pacifica* Beck., *C. cancellata* Brady, *C. praecancellata* Vengl., *Textularia agglutinans* (d'Orb.), *T. abbreviata* (d'Orb.), *Vulvulina pennatula* (Batsch.), *Sigmoilina schlumbergeri* Silvestri., *S. plana* Smigl., *Robulus calcar* (Linné), *R. inornatus* (d'Orb.),

R. gutticostatus (Gümb.), *R. arcuato-striatus* (Hantk.), *R. vortex* (d'Orb.), *R. arcuato-striatus carolinianus* Cush., *R. occidentalis torridus* Cush., *R. chambersi* Garrett, *R. orbicularis* (Cush.), *R. crassus* (d'Orb.), *Planularia kubinyii* Hantk., *P. dentata* Karrer, *P. auris* Rss., *Marginulina subbullata* Hantk., *M. behmi* Rss., *M. pediformis* Bron., *M. arcuata* Phil., *Dentalina pauperta* d'Orb., *D. adolphina* d'Orb., *D. consobrina* d'Orb., *Nosadaria bacillum* Defr., *N. accuminata* Hantk., *N. pyrula* d'Orb., *N. latejugata* Gümb., *Saracenaria italica* Defr., *Lingulina constata seminula* Hantk., *Guttulina problema* d'Orb., *Ramulina globulifera* Brady, *Nonion soldanii* (d'Orb.), *N. pompilioides* (Fichtel şi Moll.), *Siphogeneroides vasarhelyii* Hantk., *Bulimina laevigata* d'Orb., *B. socialis* Bron., *B. elongata* d'Orb., *Virgulina scherbesiana* Czjz., *Bolivina dilatata* Rss., *B. beyrichi* Rss., *Uvigerina barbatula* Macf., *U. cocaensis* Cush., *U. curta* Cush. şi Jarvis, *Pleurostomella alternans* Schw., *Eponites umbonatus* Rss., *Epistomina elegans* (d'Orb.), *Siphonina reticulata* Czjz., *S. fimbriata* Rss., *Chilostomella cylindrica* Rss. şi *C. oolina* Schw.

Microfauna citată are afinităţi cu aceea din argilele cu *Robulus* din Austria (19) şi poate fi paralelizată cu „formaţiunea carpatiană" (= helveţian superior) a geologilor cehi (2), (3).

Lacuna de sedimente care reiese din datele paleontologice între stratele de Coruş (burdigalian superior, după macrofaună) şi argilele de Chechiş (helveţian, dar nu bazal, după microfaună) are şi o confirmare sedimentologică. În raportul din 1962, A. Rusu arată că între cele două pachete de strate a observat o discontinuitate, marcată printr-o suprafaţă de eroziune acoperită cu o pojghiţă limonitică. Deasupra suprafeţei de eroziune menţionată se aştern marno-argilele de Chechiş, care prezintă în bază, pe 20 cm grosime, un microconglomerat nesortat cu matrice grezo-argiloasă brunie. Treptat spre partea superioară se trece la argile grezoase feruginoase şi apoi la argilele tipice de Chechiş. Situaţia descrisă mai sus se observă în aflorimentul care dezveleşte limita dintre cele două pachete de strate, situat pe drumul dintre Lupoaia şi Chechiş. Este posibil ca lacuna de sedimentare dintre depozitele burdigaliene şi helveţiene să nu existe în întregul bazin (exemplu la vest de Ileanda), dar ea este prezentă cu siguranţă în regiunea Clujului. Este posibil, de asemenea, ca discontinuitatea cu care se urmăresc stratele de Coruş pe bază de faună să se datoreze în parte eroziunii locale a acestor strate în timpul helveţianului inferior.

Problemele sub forma în care au fost enunţate urmează să fie studiate în continuare mai amănunţit, după un bogat material paleontologic de natură să aducă noi precizări.

BIBLIOGRAFIE

1. Agheorghiesei V. şi Costea I., *Date noi asupra stratigrafiei paleogenului din nord-estul Transilvaniei*, Asoc. geol. carpato-balc., Congr. V, 1961, Com. ştiinţ., 1963, **III**, *1*.
2. Cicha I., *Mikrobiostratigrafie miocéne ostravske oblasti*, Sbornic Ú.Ú.G. Praga, 1959, **26**.
3. — *Versuch einer Korrelation des tortons in der paratethyschen Becken*, Geol. Práce, Bratislava, 1961, **22**.

4. ЧТЫРОКИ П., *Фауна моллюсков бурдигальского яруса карпатских бассейнов Чехословакии.*, Asocgeol. carpato-balc., Congr. V, 1961, Com. ştiinţ., 1963, **III**, *1*.
5. CSEPREGHY-MEZNERICS I., *Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen*, Acta Geologica, Budapesta, 1956, **IV**, *2*.
6. — *Pectinidés du Néogène de la Hongrie et leur importance stratigraphique*. Mém. Soc. Géol. de France, N.s. Paris, 1960, **XXXIX**, *92*.
7. DUMITRESCU I., *Asupra faciesurilor şi orizontării cretacicului superior şi paleogenului din bazinul Lăpuşului*, Lucr. Inst. de petrol şi gaze, Bucureşti, 1957, **III**.
8. DUŞA A., *Date geologice şi paleontologice asupra burdigalianului din regiunea Surduc la sud de Someşul Mare*, Studia Univ. Babeş-Bolyai, series II, geol-geogr., Cluj, 1961, *1*.
9. FERENCZI I., *Az erdélyi medence Szurduk — Farkasmező Környéki Szilágymegyei részének Földtani viszonyai*, Jahr. d. ung. geol. Anst. über d.J. 1941—1942, Budapesta, 1950, **II**, partea a 2-a.
10. HAUER FR. şi STACHE G., *Geologie Siebenbürgens*, Viena, 1863.
11. HOFMANN K., *Bericht über die im östlichen Theile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne 1879, vollführten geologischen Specialaufnahmen*, Budapesta, Fölt. Közl., *1879*, **IX**, *5—6*.
12. — *Geologische Notizen über die Krystalinische Schieferinsel von Preluka und über das nordlich und südlich anschliessende Tertiärland*, Jahr. d. k. ung. geol. Anstalt für 1885, Budapesta, 1887.
13. HÖLZL O., *Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals*, Geologica Bavarica München, 1958, *38*.
14. JOJA T., *Observaţii de ordin stratigrafic în regiunea din jurul oraşului Jibou*, An. Com. geol., Bucureşti, 1956, **XXIX**.
15. KOCH A., *Jelentés a Kolozsvári szegély-hegységben és Környékén az 1882. Évben vegzett földtani részletes fölvételröl*, Fölt. Közl. Budapesta, 1883, **XIII**, *1—3*.
16. — *Die Tertiärbildungen des Beckens des Siebenbürgischen Landstheile*. I. *Paläeogen Abtheilung*, Budapesta, 1894 ; II. *Neogene Abtheilung*, Budapesta, 1900.
17. MOTAŞ I., *Date noi cu privire la corelarea miocenului*, D. d. s. Com. geol., Bucureşti, 1962, **XLIV** (1956—1957).
18. MURGEANU GH., SAULEA E., POPESCU GR. şi MOTAŞ I., *Stadiul actual al problemelor de stratigrafia terţiarului din R.P.R.*, St. şi cerc. de geol., 1960, **V**, *2*.
19. PAPP A., *Tertiär*, partea I, Stuttgart, 1959.
20. POPA E., *Asupra prezenţei unor gresii glauconitice cu pecteni în stratele de Cornu din Valea Mare (NE de Schiuleşti)*, St. şi cerc. de geol., 1960, **V**, *2*.
21. RĂILEANU GR., *Cercetări geologice în regiunea Cluj-Apahida-Sic*, D.d.s. Com. geol., Bucureşti, 1955, **XXXIX** (1951—1952).
22. — *Burdigalianul de pe pîrîul Sălătruc şi consideraţii generale asupra bazinului Petroşani*, Rev. Univ. Bucureşti şi a Politehnicii Bucureşti, ser. Şt. nat. 1955, *6—7*.
23. RĂILEANU GR. şi SAULEA E., *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou*, An. Com. geol., Bucureşti, 1956, **XXIX**.
24. RĂILEANU GR., PATRULIUS D., MĂRGĂRIT E., CHIVU M. şi DRAGU V., *Corelarea molaselor cu antracoterii mari din Transilvania şi bazinul Petroşani*, St. şi cerc. de geol., 1960, **V**, *2*.
25. REICH L., *Evoluţia geologică a Ardealului de nord şi poziţia lui tectonică în cadrul sistemului bazinului Carpatic*, Jahr. d. ung. geol. Anst. über. d.J. 1941—1942, Budapesta, 1950, **II**, *2*.
26. SENEŠ J., *Pectunculus-sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken*, Geol. Práce — Monograficka, seria 1, Bratislava, 1958.
27. ŞURARU N., *Contribuţie nouă la cunoaşterea microfaunei stratelor de Hida*, St. şi cerc. şt. Acad. R.P.R., filiala Cluj, 1952, **III**, *1—2*.
28. SZÖTS E., *Les problèmes de la limite entre le Paléogène et le Néogène et des étages Chattien et Aquitanien*, Acta Geol., Budapesta, 1956, **IV**, *2*.
29. VEIGA FERRIERA O., *Pectinideos do Miocenico da Bacia do Tejo*, Com. Serv. Geol. de Portugal, Lisabona, 1961, **XLV**.
30. ZBYSZEWSKI G., *Le Burdigalien de Lisbonne*, Com. Serv. Geol. de Portugal, Lisabona, 1957, **XXXVIII**, *1*.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
Primit în redacţie la 16 noiembrie 1964

PROBLEMA PREZENȚEI CASTANULUI COMESTIBIL (*CASTANEA SATIVA* MILL.) LA BAIA MARE, IN LUMINA CERCETĂRILOR PALEOBOTANICE

DE

RĂZVAN GIVULESCU

55(05)

Autorul enunță cele două ipoteze cu privire la prezența castanului comestibil în regiunea orașului Baia Mare, dar discută numai ipoteza originii prediluviale (relicte) a acestuia. El pleacă de la premisa că dovedirea originii prediluviale trebuie să se bazeze pe existența unui castan terțiar în regiune, precum și pe continuitatea lui în timpul cuaternarului inferior. Autorul citează din depozitele pliocene din regiune resturi de *Castanea* cf. *sativa* Mill.; cu toate acestea însă, extinzînd problema și pentru Europa de mijloc și de est, autorul ajunge la concluzia că în timpul pliocenului arealul castanului era într-un puternic declin. Este foarte probabil că el a dispărut atît de pe acest teritoriu, cît și din Europa de mijloc și de est la începutul cuaternarului, lucru dovedit de altfel și de analizele polinice ale depozitelor postglaciare din regiune.

Originea arboretelor de castan din jurul orașului Baia Mare a constituit obiectul a numeroase discuții. Nu intenționăm să revenim asupra istoricului acestei probleme, cu atît mai mult cu cît discuțiile au fost sintetizate încă în 1942 de I. M o r a r i u. Ulterior au mai adus contribuții la această problemă E. P o p (5) și G. C e u c a și Z. S p î r c h e z (1).

Ipotezele exprimate se pot rezuma, în ultimă instanță, la două:

— unele care susțin originea prediluvială a arboretelor, ele reprezentînd un relict terțiar;

— altele care susțin originea postdiluvială a arboretelor, fie ca fiind introduse de romani, fie apărute spontan într-o perioadă istorică mult mai îndepărtată.

În considerațiile de față vom discuta numai prima ipoteză.

Pentru a se putea susține un indigenat, considerăm că este absolut necesar să se poată dovedi în prealabil două fapte: a) prezența casta-

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 10 nr. 2 p. 475–477 București 1965

nului, fie direct tipul *Castanea sativa* Mill., fie tipul fosil *Castanea atavia* Ung., în depozitele terţiare noi ale regiunii;

b) continuitatea acestei forme de-a lungul cuaternarului.

S-ar cere deci efectuarea în regiune a unor studii paleobotanice — palinologice şi foliare — asupra acelor depozite sedimentare care cuprind perioada de timp (sarmaţian superior) — pliocen — cuaternarul vechi.

În prezent sîntem în posesia unor astfel de studii şi datele pe care ni le oferă ele sînt dintre cele mai interesante, permiţîndu-ne să ne facem o idee definitivă în această problemă.

Castanul în depozitele precuaternare. Pînă nu de mult, singura noastră informaţie asupra florei fosile a regiunii era lista unei flore sarmaţiene dată de M. S t a u b (8), provenind de la Chiuzbaia. Din această floră lipseşte castanul. În 1954 M. P a u c ă (6) citează din tortonianul de la Coaş un rest de *Castanea* sp.

Reluînd cercetările paleobotanice în regiune, ne-am îndreptat atenţia asupra punctului fosilifer menţionat de M. S t a u b. Este vorba de mai multe culcuşuri de plante situate pe versantul sudic al masivului Igniş, culcuşuri ce cuprind înglobate într-o argilă diatomitică un număr impresionant de resturi foliare. Studiul lor ne-a permis conturarea unei păduri mixte tipic pliocene, alcătuite din *Carpinus*, *Fagus*, *Quercus*, *Acer*, *Zelkova* şi *Vitis*. În aceste depozite au fost găsite recent şi cîteva resturi foliare ce pot fi atribuite formei *Castanea* cf. *sativa* Mill. În schimb, analiza polinică efectuată [1] nu a putut pune în evidenţă momentan şi polen de *Castanea*.

Ce importanţă prezintă aceste resturi pentru explicarea originii castanului în jurul oraşului Baia Mare?

Pentru a răspunde la această întrebare trebuie să privim problema existenţei castanului fosil nu numai pe plan local, ci în ansamblul ei, pe teritoriul României şi în afara acestui teritoriu.

Din ţara noastră cunoaştem din pliocen următoarele resturi de *Castanea*:

pliocenul inferior:	Valea Neagră I	*Castanea* typus *vesca* Gaertn.
		Castanea sp.
,, ,,	Luncşoara	*Castanea* sp.
,, ,,	Vadul Crişului	*Castanea* sp.
pliocenul superior:	Borsec	*Castanea* typus *vesca* Gaertn.

Polenanalitic *Castanea* nu a putut fi pusă în evidenţă decît de la Borsec, dar şi aici cu semn de întrebare.

În depozitele pliocene din ţările vecine cunoaştem:

pliocenul inferior:	Laaerberg Brünn-Vosendorf (Austria)	*Castanea atavia* Ung.
pliocenul superior:	Podgumer, Kurilo (Bulgaria)	*Castanea sativa* Mill.

[1] Analiză efectuată de B ă l u ţ ă D i a c o n e a s a, Institutul pedagogic Cluj.

În restul țărilor, respectiv Ungaria, Polonia, Cehoslovacia, nu mai sînt citate resturi de castan din depozitele pliocene [2].

Datele de mai sus sînt foarte semnificative, întrucît ele ne arată prezența unui areal disjunct tipic, areal caracteristic, așa cum am arătat cu altă ocazie (3), fazei de declin, premergătoare dispariției totale a tipului în cauză. În Europa de mijloc și de est, castanul nu a mai supraviețuit în levantin decît în două puncte : Borsec în România și Podgumer și Kurilo în Bulgaria. Este foarte probabil că de pe teritoriul menționat a dispărut complet la începutul cuaternarului.

În această situație generală se încadrează foarte probabil și castanul de la Chiuzbaia.

Resturile de castan din depozitele postglaciare din regiune.

La această întrebare ne răspund analizele de polen efectuate de E. P o p asupra mlaștinilor de turbă de la nord de Masivul Igniș. În aceste mlaștini, cum era de altfel și de așteptat, nu a putut fi pusă în evidență prezența polenului de *Castanea*.

Aceste rezultate confirmă ipoteza enunțată mai sus. La sfîrșitul pliocenului, castanul era dispărut sau pe cale de dispariție de pe întreg arealul Europei de mijloc și de răsărit. El nu a mai ajuns să supraviețuiască în cuaternar (în așa-zise refugii) și deci cu atît mai mult să se păstreze ca relict terțiar pînă în zilele noastre.

De astfel considerăm că ipoteza unei astfel de supraviețuiri, răzbătînd prin asprimile climatului glaciației este, cel puțin pentru regiunea Baia Mare, de domeniul fanteziei.

În concluzie deci, cercetările paleobotanice de floră și polen duc la concluzia că originea arboretelor de castan comestibil din regiune trebuie căutată în afara ipotezei de relict terțiar.

BIBLIOGRAFIE

1. Ceuca G. și Spîrchez Z., *Castanul bun*, St. și cerc. I.C.E.F., s. I., 1960, **XX**.
2. Givulescu R., *Die fossile Flora Rumäniens*, Ber. Geol. Ges. der D.D.R., Berlin, 1960, **V**, *4*.
3. — *Einige Bemerkungen über die Verbreitung und das Verschwinden von Libocedrus salicornioides (Endl.), Heer, Sequoia langsdorfii (Brngt). Heer und Taxodium distichum miocenum Heer im Pliozän Mittel und Ost Europas*, Bot. Jb., Stuttgart, 1962, **81**, *4*.
4. Morariu I., *Problema originii castanului bun (Castanea sativa Mill.) în România*, Rev. șt. „V. Adamachi", Iași-Alba-Iulia, 1942, **XXVIII**.
5. Pop E., *Contribuții la istoria pădurilor din N. Transilvaniei*, Bul. grăd. și muz. botanic, Timișoara, 1942, **XXII**, *1—4*.
6. Paucă M., *Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni*, An. Com. geol., București, 1954, **XXVII**.
7. Tufescu V. *Castanii de la Baia Mare*, Bul. Soc. rom. geografie, București, 1936, **LIV**.
8. Staub M., *Stand der phytopalaeontologischen Sammlung am Ende des Jahres* 1885, Jb. Ung. Geol. Anst. f. 1885, Budapesta, 1886.

Inst. Pedagogic Baia Mare
Primit în redacție la 19 iunie 1964

[2] *Castanea kubinyii* Kov., atît de des citată, e în realitate un *Quercus* (*Q. kubinyii* (Kov.) Czeczott) și trebuie eliminată din considerațiile noastre.

CERCETAREA AEROFOTOGEOLOGICĂ A REGIUNII PĂTÎRLAGE-SURANI

DE

I. GHERMAN

55(05)

Prin aplicarea metodei de interpretare a fotografiilor aeriene ca o completare a cercetării geologice în deschideri naturale, se insistă asupra fenomenelor care nu pot fi studiate pe teren, dar pot fi observate și studiate pe fotografii, ajungînd la concluzia că prin studiul fotografiilor aeriene se pot aduce precizări asupra traseului unor falii, al axului unor anticlinale și sinclinale, care nu pot fi determinate în deschideri naturale (pietrișurile de Cîndești).

Executînd o prospecțiune în deschideri naturale în regiunea miopliocenă de la curbura Carpaților dintre localitățile Pătîrlage și Surani și avînd în vedere suprafețele structurale clare, foarte răspîndite mai ales în formațiunile pliocene, care exprimă bine elementele tectonice, am făcut o completare a cercetării în deschideri naturale prin studierea stereoscopică a fotografiilor aeriene din această regiune.

Rezultatele studiului au fost concretizate într-o schiță în care se pun în evidență fețele structurale și liniile tectonice observate pe fotografii (fig. 1).

Comparînd această schiță cu harta geologică obținută din observațiile în deschideri naturale, se constată unele deosebiri, datorită însești metodelor de observație și de interpretare.

Harta geologică prezintă date precise de observație din deschideri naturale în care s-a studiat atît litologia și conținutul paleontologic al formațiunilor, cît și poziția în spațiu a stratelor.

Din *studiul fotografiilor aeriene* s-au putut preciza și schița pe hartă formele reliefului, prezența, poziția și dimensiunile fețelor structurale și traseul cuestelor. Relațiile dintre acestea au indicat mersul anticlinalelor, sinclinalelor și faliilor. În special traseul faliilor și al cutelor apare în

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 10 nr. 2, p. 479–484 București 1965

imaginea stereografică mai bine decît pe harta geologică. Aceste elemente au putut fi observate pe fotografii nu numai în zonele bine deschise ci și în zonele împădurite.

În unele cazuri, mai ales în zona pietrișurilor levantine, au putut fi determinate pe fotografii unele elemente tectonice care nu au putut fi sesizate pe teren.

În cele ce urmează se vor descrie, începînd de la nord spre sud-est și mergînd către sud-vest, elementele tectonice și trăsăturile geomorfologice mai importante pentru studiul nostru.

În zona miocenă de la nord s-a observat bine traseul stratelor helveţiene în bazinul Balosinului Mare și Balosinului Mic. În valea Balosinului Mic se evidenţiază foarte clar o falie transversală care taie helveţianul și se prelungește spre est pînă în sinclinalul de la Orjani, afectînd și meoţianul.

În sarmaţianul dintre Pătîrlage și Mînăstirea se observă numeroase fețe structurale cu înclinări către est. Pe versantul nordic al văii Viei, fețele structurale par să arate o răsturnare a stratelor înclinînd către nord-est. Dispariţia sarmaţianului spre sud-vest sub levantin în regiunea Mînăstirea este bine exprimată pe fotografie.

Pietrișurile levantine de pe versantul nordic al pîrîului Gorneasca prezintă fețe structurale cu înclinări spre sud și sud-est.

Fotografia aeriană arată că la Mînăstirea e mai plauzibilă transgresiunea levantinului peste sarmaţian decît o falie între aceste două formaţiuni.

Sinclinalul Orjanilor este bine exprimat pe fotografie, mai ales prin axul și prin flancul său vestic. Din flancul estic apare evidentă numai fața structurală a diatomitelor oligocene prinse în brecia tortoniană de la Murătoarea.

Anticlinalul Orjani este slab schiţat printr-o față structurală la vîrful Titilei cu poziţia spre V-NV și o față structurală pe creasta de la sud de Titila, cu înclinări spre sud.

Transgresiunea meoţianului peste miocen este bine marcată în tot lungul ei de la Orjani pînă la Cătina, prin creasta orografică pe care o formează gresiile bazale ale meoţianului.

Pliocenul de la Cătina arată foarte bine sinclinalul Motruna și bolta anticlinalului Cătina.

Pe flancul estic al anticlinalului Cătina apare o ruptură care pare a fi o falie pe flanc ce se suprapune aproape exact peste limita helvet-torton din fundamentul miocen.

Fețele structurale din meoţianul și ponţianul flancului estic al anticlinalului Cătina apar foarte clare pe porţiunea dintre Valea Seacă de Bîsceni și valea Săcuţa. Falia longitudinală din levantin nu se pune în evidenţă.

Levantinul din Valea Seacă de Bîsceni arată fețe structurale cu înclinări spre S-SE.

Spinarea de gips și de calcar bituminos de vîrstă tortoniană din Valea Seacă de Bîsceni, deși de dimensiuni mici, se reliefează foarte bine pe fotografii.

I. GHERMAN
SCHIȚĂ AEROFOTOGEOLOGICĂ
A REGIUNII DINTRE
CĂTINA ȘI TÎRLEȘTI
(RAIONUL CISLĂU)
SCARA APROXIMATIVĂ
0 500 1000 m
LEGENDĂ
Față structurală
Limita între formații
Limita cu discordanță
L Levantin
P Ponțian
M Meoțian
Aq Acvitanian
Ol Oligocen
Cătina
Mordana
dolină ?
sincl. Bici
anticl. Bici
v. Seacă de Cătina
v. Duhatului
Bisca Chiojdului
Bisceni
sincl. Zeletin
valea Zeletinului
anticlinalul Bisceni
Tîrlești

Fig. 1.

Un fenomen curios apare în versantul estic al Văii Seci de Bîsceni, unde observaţiile de teren au înregistrat numai pornituri haotice. Pe fotografie apar rupturi circulare, dînd impresia unei scufundări în trepte, de forma unei doline imense, cu diametrul de circa 800 m. Această dolină sugerează ideea unei prăbuşiri a pietrişurilor pliocene datorită dizolvării unui masiv de sare care ar fi existat sub levantin. Această imagine se confirmă prin aşezarea prăbuşirii în prelungirea spre sud-vest a tortonianului dintre Orjani şi Stroieşti.

Între Bîsca Chiojdului şi valea Zeletinului (fig. 1), feţele structurale din pliocen pun în evidenţă mai multe elemente structurale cunoscute şi din studiul pe teren. În valea Bîscei şi valea Bici apare foarte clar anticlinalul Bici, cu scoborîre axială spre sud-vest. Sinclinalul Bici, tot cu scoborîre rapidă spre sud-vest, se observă pînă în valea Bici. La sud de această vale, axul sinclinalului apare faliat, falia tăind oblic şi axul sinclinalului principal, sinclinalul Zeletinului. Flancul vestic al sinclinalului este larg şi bine marcat prin feţele structurale formate din pietrişuri levantine.

Anticlinalul Leurda (de la sud de Cătina), format din acvitanian, meoţian şi ponţian, este abia schiţat avînd dimensiuni mici. Sinclinalul levantin de la vestul lui este bine reprezentat numai prin feţele structurale din flancul vestic.

În partea superioară a văii Mordana se evidenţiază o dolină largă, asemănătoare cu cea din Valea Seacă de Bîsceni. Dimensiunile ei sînt însă mai mici. Ea are o formă ovală, cu axul lung, orientat est-vest, de 600 m, şi axul scurt, orientat nord-sud, de circa 500 m. Versantul nordic al acestei căldări este constituit din feţele structurale ale ponţianului, care stă transgresiv peste gresia de Kliwa. Versanţii vestic, sudic şi sud-estic sînt constituiţi din pietrişuri levantine, ca şi fundul de formă ovală al căldării.

Ideea că şi această căldare ar fi o dolină de prăbuşire născută prin dizolvarea unor roci de sub baza pliocenului apare plauzibilă şi prin faptul că dolina se găseşte pe direcţia gipsului şi breciei acvitaniene din valea Mordana.

În Valea Seacă de Cătina apare o falie transversală de direcţie NV-SE, întrerupînd feţele structurale ale ponţianului şi levantinului de pe Coasta Tare.

Axul sinclinalului Zeletinului, mergînd pe la nord de valea Zeletinului şi aproape paralel cu ea, se poate urmări clar pe fotografie. El este întrerupt de două falii oblice : una, falia citată anterior din sinclinalul Bici, şi alta, la vestul acesteia, formînd cu ea un unghi de 70°.

La sud de valea Zeletinului pînă în valea Lopatnei se observă bine conturat prin feţe structurale anticlinalul Bîsceni. Feţele structurale de pe flancul sud-estic şi de pe flancul nordic, ca şi arcuirea celor de la capătul nord-estic al anticlinalului, marchează clar scufundarea spre nord-est a axului anticlinalului. La nord-vestul anticlinalului, feţele structurale de la Poienita şi din valea Limpezelului, conturează mersul sinclinalului de Zeletin pînă la Gogeasca. Flancul sudic al anticlinalului

Bîsceni, în apropiere de Cărbunești, arată o întoarcere bruscă a înclinărilor către est și o întrerupere bruscă a fețelor structurale.

Falia longitudinală din axul anticlinalului Bîsceni se observă bine pe fotografie în valea Lopatna, unde este plasată aproape de axul structurii.

În schimb, continuarea ei pe versantul sudic al văii Zeletinului, unde trece în flancul nordic al structurii, nu poate fi urmărită pe fotografie, dar prezența ei este evidentă în lungul văii Zeletinului, începînd de la est de satul Zeletin pînă la confluența văii Zeletinului cu Bîsca Chiojdului.

Între valea Lopatna și valea Surăneanca sînt evidente fețele structurale ale ponțianului cu înclinări spre est și bolta anticlinalului de la est de biserica din Aricești.

De asemenea capătul vestic al sinclinalului Zeletinului se observă între Gogeasca și Perșinari, marcat prin fețele structurale ale meoțianului.

La vest de valea Surăneanca, elementele tectonice sînt marcate numai prin fețele structurale formate de meoțianul care îmbracă anticlinalul oligocen Pălănguța la Aricești și de meoțianul de pe flancul sudic al anticlinalului Surani.

La Sărari se văd fețele structurale cu înclinări spre sud formate de meoțianul și ponțianul de la confluența văii Zîmbroaia cu valea Tulburea. În oligocenul și miocenul din această porțiune nu se disting fețe structurale.

Falia importantă care trece din Valea lui Mănăilă pe la Surani și valea Lopatnei, pe care am numit-o „falia marginală a flișului", nu poate fi urmărită pe fotografii în zona unde ea a fost bine urmărită pe teren; în schimb prelungirea ei la nord-est de Surani se evidențiază prin întreruperea bruscă a unor fețe structurale ale pliocenului între Cărbunești și Frasin. Mai departe ea pare a se continua pe la est de Bîsceni, peste anticlinalul Moșneagului.

În concluzie, studiul stereoscopic al fotografiilor aeriene aduce o completare valoroasă a cercetărilor de teren executate între Pătîrlage și Surani. Dacă pentru zona cu formațiuni paleogene și miocene aportul acestei metode în această regiune este mai mic, în schimb în zona formațiunilor pliocene acest studiu aduce elemente noi, care nu au putut fi observate pe teren.

În special completări foarte importante s-au făcut în zona cu pietrișuri levantine. Aceste pietrișuri formează strate necimentate și lipsite de fețe de stratificație pe care să se poată măsura cu busola. Măsurarea poziției stratelor în aceste formațiuni nu se poate face decît prin vize. Studiul pe teren în deschideri naturale aduce numai precizări geognostice și o orientare asupra structurilor. Aceste strate formează, în schimb, suprafețe structurale foarte clare și de dimensiuni mari, care pot fi studiate foarte bine pe fotografiile aeriene, ușurînd astfel foarte mult munca geologului și dîndu-i mai mare precizie.

Experiența făcută de noi în această regiune prin studiul stereoscopic al fotografiilor aeriene dovedește că această metodă este foarte utilă,

foarte comodă şi foarte ieftină şi deci propunem ca pe viitor ea să fie folosită în mod curent ca o nouă metodă în cercetările geologice ale întreprinderilor de prospecţiuni.

BIBLIOGRAFIE

1. Буялов Н. И., *Структурная и полевая геология*, Госпотехиздат, Москва-Ленинград, 1953.
2. J. Flandrin şi R. Brasseur, *La Photogéologie et son emploi*, Revue de l'Institut Français de Pétrole, 1955, **X**, *5*.
3. Lahee Fr. H., *Field Geology*, McGraw-Hill Book Co. Inc., New York and London, 1952.
4. Melton F. A., *Aerial Photographs and structural Geomorphology*, Journal of Geology, 1959, **64**, *4*.
5. Miller V. C. şi Miller C. F., *Photogeology*, McGraw-Hill Book Co. Inc., 1961.
6. Turley R. D., *How to make maximum use of Photogeology*, World Oil, 1962, **154**, *5*.
7. Высоцкий В. П., *Аерофотометод при геологическом исследовании*, Госпотехиздат, Москва, 1962.

Ministerul Industriei Petrolului,
Întreprinderea de laboratoare geologice

Primit în redacţie la 15 martie, 1965

CONTRIBUȚII LA STUDIUL UNOR CAMPTONITE CU KATAFORIT DIN POIANA RUSCĂ

DE

AL. CODARCEA, L. PAVELESCU și AL. KISSLING

55(05)

Filoanele camptonitice studiate reprezintă ultimele faze de manifestare a erupțiilor banatitice, care străbat zona șisturilor epimetamorfice din partea mediană și nordică a Munților Poiana Ruscă.

Se remarcă prezența fenocristalelor de kataforit (4—7 cm) (corespunzător caracterului alcalin al camptonitelor) și mangan apatit (1,2 cm).

Analiza microscopică, chimică și röntgenografică a stabilit formula :

$$[Si_{11.71}\ Al_{4.29}\ O_{44}]\ [O_{3.23}\ OH_{0.77}]\ (Al_{1.47}\ Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1.90})$$

$$Ti_{0.80}\ Fe^{\cdot\cdot}_{0.50}\ Mg_{6.23}\ Ca_{3.71}\ Na_{1.26}\ K_{0.97}$$

$a = 9{,}83$ Å $b = 18.16$ Å $c = 5{,}40$ Å $\beta = 105°44'$,

ceea ce corespunde unui kataforit apropiat de barkevikit.

Mangan-apatitul a fost identificat microscopic röntgenografic și spectrografic.

În zona șisturilor cristaline epimetamorfice din partea mediană și nordică a Munților Poiana Ruscă, pe valea Govîjdia la vest de Teliuc și pe valea Cracului Lung, la Rușchița, au fost întîlnite o serie de filoane de roci lamprofirice alcaline din grupa camptonitelor. Unele dintre aceste filoane străbat șisturile clorito-seritice în parte grafitoase, cum sînt cele de la Govîjdia, iar altele — șisturile micacee — cuarțoase cu porfiroblaste de albit, cum sînt cele de sub culmea Boul sau de pe versantul drept al văii Cracul Lung (Rușchița). Filoanele acestea sînt în general discordante față de rocile înconjurătoare și au dimensiuni care variază de la 5/0,5 la 14/2 m.

Lamprofirele camptonitice din Munții Poiana Ruscă fac parte din suita filoniană a erupțiilor banatitice, care prezintă, în ultimele lor faze de manifestare, o tendință spre tipurile magmatice alcaline.

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie, t. 10 nr. 2, p. 485—490 București, 1965

DESCRIEREA ROCILOR FILONIENE

Rocile lamprofirice au culoarea neagră-cenuşie, structură holocristalină-porfirică şi textură masivă. În masa fundamentală, microcristalină, formată în general din microlite de piroxeni (augit, diopsid, hipersten), amfiboli (kataforit, hornblendă comună), plagioclazi şi minerale accesorii apar sub formă de fenocristale, îndeosebi cristale larg dezvoltate de kataforit (4—7 cm), augit titanifer, diopsid, hipersten, olivină şi foarte rar plagioclazi sau hornblendă comună (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Variaţia procentuală a compoziţiei mineralogice a camptonitelor cu kataforit din Poiana Ruscă

Minerale componente	Fenocristale %	Pastă %	Media %
Augit + diopsid + hipersten	0—20	15—35	30
Kataforit + hornblendă	20—45	5—10	40
Olivină	0—3	0—1	2
Plagioclazi	0—0,5	0—1	0,5
Minerale opace (magnetit, ilmenit, pirită)	—	15—35	25
Apatit, titanit	—	0,5—1	0,5
Calcit	—	0—2	0,5
Cuarţ	—	0—1	0,5
Zeoliţi, antigorit, actinot	—	0—2	1

Dintre mineralele accesorii menţionăm apatitul, titanitul, ilmenitul, magnetitul, pirita, iar dintre cele secundare bastitul, uralitul, antigoritul, cloritul, actinotul, clinozoizitul, analcimul, leucoxenul. În cele mai multe cazuri, mineralele secundare căptuşesc uneori diaclazele, alteori formează coroane în jurul mineralelor principale sau plaje în masa fundamentală.

Olivina apare în aceste roci fie sub formă de cristale izolate, cînd este în cea mai mare parte transformată în minerale serpentinice (antigorit, uneori şi crisotil), fie sub formă de aglomeraţii sferoidale, care sînt înfăşurate uneori cu un înveliş constituit din granule mărunte de magnetit secundar, cristale proaspete de calcit, lamele sau plaje de clorit. În aceste aglomeraţii olivinice se observă cum unele cristale de olivină sînt sfărîmate sau corodate şi cimentate de o masă microcristalină formată din solzi de clorit, ace de crisotil şi cristale mărunte de calcit, iar altele sînt brăzdate sau înconjurate de minerale serpentinice şi magnetit, între care antigoritul este cel care predomină. În unele secţiuni se observă cum granulele de olivină sînt înconjurate de zone fine, formate din iddingsit.

Augitul titanifer apare sub formă de cristale prismatice în general scurte, de culoare brun-cafenie, slab pleocroic. Prezintă o dispersie puternică cu $\rho > \nu$, iar culorile de interferenţă, de obicei anormale, scot în evidenţă o structură zonară. În centrul cristalului se întîlnesc, de regulă, culori de interferenţă brun-măslinii, iar în zonele marginale aceste culori sînt violacee; se întîlnesc de asemenea cristale cu zonare inversă sau în

benzi alternative; menționăm că și valoarea dispersiei este variabilă; de regulă însă, ea crește din centrul cristalului spre marginea lui : mineralul este optic pozitiv, cu 2 V~45° și c : ng = 44°.

În mod obișnuit, cristalele de augit titanifer sînt cloritizate, mai ales în partea lor centrală.

Din aceste proprietăți optice se desprinde concluzia că avem de-a face cu un augit titanifer, al cărui conținut în titan crește din zonele centrale spre cele periferice.

Aceeași concluzie se desprinde și din discutarea analizei chimice a camptonitului și a kataforitului.

Kataforitul participă cu aproximativ 40% la compoziția rocii exprimată în volume, în el repartizîndu-se o proporție corespunzătoare (tabelul nr. 3) de TiO_2 din totalul de 3,5% TiO_2 conținut în rocă. O parte din TiO_2 se repartizează între titanit și ilmenit, după cum rezultă din tabelul nr. 1, unde printre mineralele opace (25%) trebuie să menționăm că predomină magnetitul și pirita.

Diopsidul și hiperstenul apar cu totul sporadic și sînt în cea mai mare parte bastitizați, uralitizați și calcifiați.

Hornblenda brună este și ea în cea mai mare parte transformată în clorit.

Plagioclazii au compoziția oligoclaz-andezinului (27—43% An) și sînt în cea mai mare parte umpluți de clinozoizit, zoizit, epidot, calcit și sericit.

Apatitul apare cu totul sporadic, sub forma unor cristale mai larg dezvoltate.

Calcitul și cuarțul căptușesc fie diaclazele rocilor, fie cele ale fenocristalelor. Calcitul uneori formează pelicule fine de-a lungul clivajelor kataforitului, alteori coroane ce corodează atît mineralele melanocrate, cît și plagioclazii. De multe ori cristalele de calcit sînt însoțite și de cristale aciculare de analcim.

Mineralele opace în mod obișnuit abundă în masa fundamentală a rocilor și uneori sînt înconjurate de un pigment roșu.

Compoziția chimică a unui camptonit de la Cracul Lung (2) este următoarea : SiO_2, 39,35% ; TiO_2, 3,52% ; Al_2O_3, 13,16% ; Fe_2O_3, 10,75% ; FeO, 1,51% ; MnO, 1,02% ; MgO, 8,78% ; CaO, 10,07% ; Na_2O, 2,17% ; K_2O, 3,59% ; P_2O_5, 0,77% ; $+H_2O$, 1,83% ; $-H_2O$, 0,71% ; SO_3, 0,58% ; CO_2, 2,44%.

Din compoziția chimică au fost calculate valorile Niggli și s-au obținut următoarele date :

si = 93,97 ; al = 18,36 ; fm = 45,76 ; c = 25,53 ; alk = 1,03 ; k = = 0,52 ; mg = 0,68 ; c/fm = 0,55 ; qz = 10,15 ; L_s = 0,43 ; F_s = 0,67 ; Q_s = 0,10 ; ti = 6,31 ; p = 0,71.

KATAFORITUL

Caractere macroscopice. Kataforitul apare în aceste camptonite sub formă de cristale prismatice, uneori tabulare, în care predomină fețele (110) și (010). Raportul dintre lungimea și lățimea cristalelor variază

între 1 : 1 şi 2 : 1. Clivajul este foarte bun după planele (110) şi (001). Culoarea este neagră-brună cu luciu puternic pe suprafeţele de clivaj.

Caractere optice. Proprietăţile optice ale acestui amfibol variază în limite destul de largi, ceea ce indică corespunzător variaţia compoziţiei chimice în cadrul unei serii izomorfe.

Pleocroismul este foarte accentuat : ng = roz-cenuşiu ; nm = brun-verzui — brun-roşietic ; np = brun-roşcat. Valorile unghiului de extincţie prezintă oscilaţii mari : c : ng = 31—59°, pentru cele mai frecvente cazuri c : ng=52—58°. Unghiul axelor optice (—) 2V=48—53°, iar pentru unele cristale mai mărunte (—) 2V=22°.

Constantele optice corespund unui kataforit apropiat de barkevikit.

De foarte multe ori de-a lungul planelor de clivaj s-au depus pelicule de calcit. Din cauza aceasta, pentru analiza chimică au fost alese numai fenocristale a căror puritate a fost verificată în pulbere la lupa binoculară.

DETERMINĂRI RÖNTGENOGRAFICE

Fenocristalele au fost analizate röntgenografic după metoda cristalului rotitor şi metoda Debye — Scherrer. Cu prima metodă a fost determinat parametrul c = 5,40 Å, iar din spectrul Debye — Scherrer, prin tatonare şi analogie cu spectrele altor amfiboli, au fost calculate celelalte valori (tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2

Spectrul Debye — Scherrer al katoforitului anticatod de Fe, filtru de Mn 10 mA, 30 KV, timp de expunere 12 ore, Ø 57,4 mm

$a = 9{,}83$ Å $b = 18{,}16$ Å $c = 5{,}40$ Å $\beta = 105°44'$

$a : b : c = 0{,}54129 : 1 : 0{,}29735$

Nr.	I	hkl	$\frac{d}{n}$ Å	Nr.	I	hkl	$\frac{d}{n}$ Å
1	7	(131)	3,355	19	3		1,504
2	7	(240)	3,247	20	9—10		1,445
3	10	(310)	3,104	21	4		1,365
4	3	(221)	3,008	22	4		1,338
5	4		2,915	23	6		1,316
6	2	(330)	2,794	24	3	(004)	1,298
7	6		2,682	25	2		1,280
8	5		2,339	26	3		1,204
9	1		2,388	27	1		1,193
10	0,5		2,216	28	0,5		1,127
11	6		2,157	29	4		1,080
12	3		2,088	30	6		1,060
13	2		1,694	31	2		1,033
14	7		1,647	32	2		1,020
15	2		1,615	33	3		1,018
16	3		1,591	34	2		0,9902
17	2	(600)	1,548	35	9		0,979
18	2		1,522				

DETERMINĂRI CHIMICE

Formula chimică stabilită din valorile trecute în tabelul nr. 3 corespunde unui amfibol aluminos magnezian și alcalin.

$$[Si_{11,71}Al_{4,29}O_{44}|O_{3,23}OH_{0,77}](Al_{1,47}Fe^{\cdots}_{1,90})\ Ti_{0,80}Fe^{\cdots}_{0,50}\ Mg_{6,23}Ca_{3,71}Na_{1,26}\ K_{0,97}.$$

Tabelul nr. 3

Compoziția chimică a katoforitului și calculul formulei chimice

	Compoziția chimică		Ioni	Cationi pentru 48 de atomi de oxigen
	% greutate *	proporții		
SiO_2	38,68	0,6440	Si $\cdots\cdot$ 0,6440	11,71
Al_2O_3	15,93	0,1563	Al $\cdots$ 0,3125	5,76
Fe_2O_3	8,38	0,0525	Fe $\cdots$ 0,1060	1,90
FeO	1,99	0,0277	Fe $\cdot\cdot$ 0,0277	0,50
MgO	13,82	0,3428	Mg $\cdot\cdot$ 0,3428	6,23
CaO	11,45	0,2042	Ca $\cdot\cdot$ 0,2042	3,71
Na_2O	2,16	0,0348	Na $\cdot$ 0,0696	1,26
KaO	2,51	0,0266	K $\cdot$ 0,0532	0,97
$-H_2O$	0,10	—		
$+H_2O$	0,38	0,0210	H $\cdot$ 0,0420	0,77
CO_2	0,79	0,0179		
TiO_2	3,53	0,0441	Ti 0,0442	0,80
MnO	0,10	0,0014	Mn $\cdot\cdot$ 0,0014	0,025
P_2O_5	0,02	0,001	O $\cdot\cdot$ 2,6390	48,000
S	0,38	0,0119		
	$\Sigma = 100,22$		* Analist: ing. C. Vasiliu.	

Greutatea specifică calculată din datele cristalochimice $D = 3,208$.

Din comparația cu mineralele din seria hornblendelor bazaltice rezultă identitatea cu formulele stabilite de B. Gossner și F. Spielberger (1929), citat după H. Strunz (3), pentru kaersutit și barkevikit.

$$[Si_{12}Al_4O_{44}|(O,OH)_4](Al, Fe^{\cdots})_{2-3}TiO_{0-2}Fe^{\cdot\cdot}1-3\ Mg_{4-6}Ca_4\ (Na, K)_{2-3}.$$

Rezultatele furnizate de analizele microscopică, röntgenografică și chimică indică kataforitul situat între arfvedsonit și barkevikit, în cazul de față foarte aproape de aceasta din urmă.

MANGANAPATITUL

Cu tot conținutul relativ coborît în P_2O_5 (0,77%) din aceste camptonite, apatitul se separă ca un component ce iese în evidență sub forma unor cristale larg dezvoltate de 1,2 cm lungime — 0,3 cm grosime, de culoare alb-cenușie, cu reflexe anormale metalice. Pe spărtură se observă structura zonară a cristalului. Examenul cristalografic cu ajutorul goniome-

trului-teodolit pune în evidenţă feţele de prismă (m), feţele de pinacoid (c) şi feţele curbate de bipiramidă (x şi r). Semnalele feţelor (m) sînt foarte clare, spre deosebire de cele ale feţelor (x şi r), care datorită curburii dau semnale de reflexie foarte difuze, fapt care a împiedicat un studiu cristalografic mai amănunţit.

Analiza röntgenografică după metoda Debye — Scherrer a permis identificarea apatitului, iar linia $I = 10, \frac{d}{n} = 2{,}784$ Å precizarea manganapatitului (1). Concluziile analizei röntgenografice concordă cu cele spectrale, care au indicat un conţinut ridicat în Mn.

CONCLUZII

Lamprofirele acestea, relativ bogate în magneziu, fier şi calciu, în care se găsesc minerale ca apatit şi kataforit, s-au format la temperaturi relativ joase, şi ca un indiciu pentru acest fapt este lipsa totală a metamorfismului de contact. Cristalizarea mineralelor feromagneziene poate fi împiedicată chiar la temperatură joasă dacă soluţiile conţin substanţe fondante. Prezenţa kataforitului pledează însă pentru o temperatură de cristalizare de peste 400°, iar pseudomorfozarea piroxenilor cu formarea bastitului şi a cloritelor indică din contra temperaturi situate sub limita de 400°C. În acest caz, un factor important care a contribuit la scăderea temperaturii de cristalizare se pare că a fost bioxidul de carbon, a cărui origine, ca şi a apei, este juvenilă.

BIBLIOGRAFIE

1. Михеев В. И., *Рентгенометрический определитель минералов*, Москва, 1957.
2. Pavelescu L., *Geologia şi petrografia regiunii Ruschiţa*, An. Com. geol., 1958, **XXXI**.
3. Strunz H., *Mineralogische Tabellen*, Leipzig, 1957.
4. Winchell A. N., *Elements of optical mineralogy*, New York, 1956.

Comitetul geologic
Primit în redacţie la 2 iunie 1965

IDENTIFICAREA ȘI ORIZONTAREA GEOCHIMICĂ A CALCARELOR TERȚIARE CU AJUTORUL ELEMENTELOR MINORE

DE

IOSIF IMREH și GABRIELA IMREH

55(05)

Se prezintă analizele spectrale ale unor bancuri de calcare de vîrstă tortoniană și eocenă. Analizele s-au efectuat pe probe colectate pe orizonturi (de la 4 la 15), orizontul notat cu 1 fiind orizontul superior al fiecărui banc cercetat. Ocurențele de unde s-au colectat probele au fost notate cu litere (tabelul nr. 1). Din interpretarea rezultatelor analizelor s-a ajuns la concluzia că pentru calcarele studiate cele mai caracteristice elemente minore sînt Sr și Ba. Pe baza repartiției Sr și Ba pe verticală se pot identifica bancurile de calcar care s-au format în condiții identice. Tot pe această bază se pot face delimitări geochimice și se pot pune în evidență diferite nivele în bancurile de calcar, chiar dacă bancurile par să fie omogene de sus pînă jos.

Cu ocazia studiilor anterioare privind calcarele terțiare din Bazinul Transilvaniei (2), (3), (4), (5), (10) am obținut o serie de date cu ajutorul cărora s-au putut trage unele concluzii referitoare la identificarea și la orizontarea lor cu metode geochimice. În continuare ne-am extins cercetările [1], studiind și alte calcare decît cele citate în bibliografia de mai sus. Din aceste studii mai noi s-au conturat tot mai precis o serie de concluzii care au confirmat ceea ce la început au fost numai presupuneri. În prezent, în posesiunea unui număr de 800 de analize chimice și spectrale efectuate asupra unor probe din 97 de orizonturi colectate din 18 ocurențe (din acestea în lucrare vom prezenta numai pe cele mai importante), avem posibilitatea să arătăm caracterul general al constatărilor ce vor fi expuse în continuare.

[1] I. Imreh et. E. Jakab, *Etudes géochimiques sur quelques calcaires tertiaires du Bassin Transylvain*, Rev. Lab. Géol. Pal. Univ. Strasbourg. (sub tipar).

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 10 nr. 2, p. 491–502 București 1965

Calcarele studiate de noi se găsesc în partea de nord-vest a Bazinului Transilvaniei şi sînt situate în jurul oraşelor Aiud (Cacova, Rachiş), Turda (Copăceni, Sănduleşti, Cheia) şi Huedin (Păniceni, Leghia, Izvorul Crişului). Analizele chimice şi spectrale au fost efectuate pe probele colectate din următoarele aflorimente : bancul de calcar (15,5 m grosime) din partea estică a comunei Cacova (în comună lîngă şosea) ; bancul de calcar (20 m grosime) care aflorează pe valea pîrîului Fîntînele, în apropierea comunei Rachiş ; calcarul (5 m grosime) din vîrful dealului Dăbăgău de lîngă Copăceni ; bancul de calcar (1,5 m grosime) situat în apropierea carierei de gips din Sănduleşti ; bancul de calcar (3 m grosime) descoperit la intrarea nord-estică a comunei Cheia ; bancul de calcar (8 m grosime) de pe coama dealului de la nord-vest de Băile Leghia ; bancul de calcar (6 m grosime) ce se găseşte la începutul drumului ce duce spre Mănăstireni (la vest de Păniceni) ; bancul de calcar (3 m grosime) situat la intrarea estică în comuna Izvorul Crişului, imediat lîngă şoseaua naţională.

Calcarele de la Cacova, Rachiş, Copăceni, Cheia şi Sănduleşti sînt de vîrstă tortoniană, restul sînt de vîrstă eocen mediu (aşa-numitele calcare grosiere inferioare). Geologia acestei regiuni a format obiectul de studiu al mai multor cercetători (1), (8), (9), care s-au ocupat îndeosebi de stratigrafia acestor depozite.

Toate calcarele studiate au o poziţie aproape orizontală, ceea ce a permis colectarea probelor din diferite orizonturi pe verticală. Din fiecare banc de calcar am colectat probe din 4—15 orizonturi, probele fiind numerotate de la orizontul superior spre cel inferior. Fiecare probă este simbolizată cu cifre care reprezintă orizontul şi cu litere care reprezintă ocurenţa : Cv (Cacova), R (Rachiş), M (Cheia), C (Copăceni), S (Sănduleşti), Pn (Păniceni), Cr (Izvorul Crişului), Ld (Leghia).

Din studiul rezultatelor analizei spectrale semicantitative a reieşit că cele mai caracteristice elemente minore pentru calcarele studiate sînt Sr şi Ba, ale căror valori le prezentăm în tabelul nr. 1.

Condiţiile de analiză au fost următoarele : spectrograf de cuarţ ISP 28 ; fanta 10 μ X 1 mm ; diafragma 3,2 mm ; electrozi, cărbune spectral cu puritate S II ; distanţa între electrozi 3 mm ; timpul de expunere 60 s ; interpretarea cu microfotometrul MF-2. Precizia analizei este de $\pm 20\%$.

Pentru a vedea cele mai frecvente cantităţi ale Sr şi Ba din valorile tabelului nr. 1, am întocmit histograme pe celule de cîte $1 \cdot 10^{-4}$—$5 \cdot 10^{-4}\%$, reprezentate pe abscisă. Numărul (N) care arată frecvenţa valorilor cuprinse în celula respectivă a fost reprezentat pe ordonată (fig. 1 şi 2).

După cum reiese din figurile 1 şi 2, cele mai frecvente valori ale Sr sînt cuprinse în celula $5 \cdot 10^{-3}$—$1 \cdot 10^{-2}\%$. Curba are un aspect simetric. Cele mai frecvente valori pentru conţinuturi între $1 \cdot 10^{-2}$ şi $5 \cdot 10^{-2}\%$ le are Ba. Curba are un aspect simetric.

Histogramele ne dau numai o privire generală despre frecvenţă, deoarece conţinutul de Sr şi Ba variază pe verticală în funcţie de orizonturi. Dacă reprezentăm pe ordonată conţinutul de Sr sau de Ba, iar pe abscisă orizonturile, pentru fiecare ocurenţă obţinem curbe care trădează anumite trăsături comune. Astfel, de exemplu, curbele Sr şi Ba ale

Tabelul nr. 1

Datele analizei spectrale semicantitative. Valorile notate cu steluţă sînt rezultatul unor analize gravimetrice

Nr.	Proba	Ba %	Sr %	Nr.	Proba	Ba %	Sr %
1	1 C	$1{,}7.10^{-1}$	$1{,}5.10^{-1}$	33	5 Cr	3.10^{-3}	3.10^{-3}
2	2 C	3.10^{-1}	1.10^{-1}	34	6 Cr	3.10^{-2}	1.10^{-2}
3	3 C	~1	$3{,}5.10^{-1}$	35	1 Pn	—	3.10^{-3}
4	4 C	$3{,}5.10^{-1}$	$1{,}5.10^{-1}$	36	2 Pn	1.10^{-2}	1.10^{-1}
5	1 M	6.10^{-2}	2,86*	37	3 Pn	1.10^{-3}	1.10^{-2}
6	2 M	9.10^{-2}	4,54*	38	4 Pn	1.10^{-2}	1.10^{-2}
7	3 M	4.10^{-2}	2,08*	39	5 Pn	—	—
8	4 M	6.10^{-2}	7,16*	40	6 Pn	—	—
9	5 M	$1{,}3.10^{-1}$	16,12*	41	7 Pn	1.10^{-3}	1.10^{-2}
10	1 S	5.10^{-3}	2.10^{-2}	42	1 Ld	1.10^{-2}	3.10^{-2}
11	2 S	$3{,}10^{-3}$	2.10^{-2}	43	2 Ld	3.10^{-2}	1.10^{-1}
12	3 S	$1{,}1.10^{-2}$	5.10^{-1}	44	3 Ld	1.10^{-3}	3.10^{-2}
13	4 S	6.10^{-2}	3.10^{-3}	45	4 Ld	1.10^{-2}	1.10^{-2}
14	1 Cv	—	1.10^{-2}	46	5 Ld	—	3.10^{-2}
15	2 Cv	—	3.10^{-3}	47	6 Ld	—	3.10^{-3}
16	3 Cv	3.10^{-3}	1.10^{-2}	48	7 Ld	—	3.10^{-3}
17	4 Cv	3.10^{-2}	3.10^{-2}	49	8 Ld	—	3.10^{-3}
18	5 Cv	3.10^{-3}	3.10^{-3}	50	9 Ld	3.10^{-2}	3.10^{-2}
19	6 Cv	3.10^{-3}	1.10^{-2}	51	2 R	3.10^{-2}	3.10^{-2}
20	7 Cv	3.10^{-2}	1.10^{-1}	52	3 R	1.10^{-2}	1.10^{-2}
21	8 Cv	3.10^{-2}	1.10^{-1}	53	4 R	1.10^{-3}	1.10^{-2}
22	9 Cv	—	1.10^{-3}	54	5 R	—	1.10^{-3}
23	10 Cv	—	3.10^{-3}	55	6 R	3.10^{-2}	1.10^{-2}
24	11 Cv	1.10^{-2}	3.10^{-3}	56	7 R	—	—
25	12 Cv	1.10^{-2}	3.10^{-3}	57	8 R	—	—
26	13 Cv	3.10^{-2}	3.10^{-3}	58	9 R	1.10^{-2}	1.10^{-2}
27	14 Cv	3.10^{-2}	1.10^{-2}	59	10 R	—	1.10^{-2}
28	15 Cv	—	3.10^{-3}	60	11 R	3.10^{-3}	3.10^{-3}
29	1 Cr	3.10^{-3}	1.10^{-2}	61	12 R	1.10^{-2}	1.10^{-2}
30	2 Cr	1.10^{-2}	3.10^{-2}	62	13 R	—	—
31	3 Cr	1.10^{-3}	3.10^{-3}	63	14 R	1.10^{-3}	1.10^{-2}
32	4 Cr	1.10^{-3}	1.10^{-3}	64	15 R	—	3.10^{-3}

calcarelor tortoniene de la Rachiş (probele R) şi Cacova (probele Cv) sînt asemănătoare (fig. 3 şi 4). La curbele construite din valorile analizei probelor de la Cacova se poate constata că există trei vîrfuri de conţinut maxim atît pentru Sr, cît şi pentru Ba. La cele de la Rachis se poate constata că atît curba Sr, cît şi a Ba are un aspect asemănător, în sensul că se poate constata o oscilaţie continuă de la conţinuturi mari la cele mici şi care se repetă aproape din orizont în orizont (fig. 3 şi 4).

Curbele construite pe baza conţinutului de Sr şi Ba al calcarelor eocene (probele Pn, Ld şi Cr) au şi ele, în linii mari, un aspect asemănător. Curbele reprezentînd conţinutul de Sr arată un maximum la orizontul 2, apoi o scădere continuă şi, în sfîrşit, o ridicare a conţinutului în orizontul inferior (fig. 5 şi 6).

Curbele reprezentînd conţinutul de Ba al calcarelor eocene arată o asemănare aproape perfectă între orizonturile calcarelor Ld şi Pn şi o asemănare generală între toate cele trei ocurenţe (Ld, Pn, Cr), în sensul

că după o creştere a conţinutului de Ba în orizonturile 2 şi 4 se observă o scădere accentuată, apoi din nou o creştere în orizontul inferior. Această repartizare a Ba se aseamănă foarte mult cu a Sr.

Se poate constata deci că între calcarele tortoniene şi cele eocene, pe baza curbelor ce reprezintă conţinutul de Sr şi Ba în orizonturi, este o diferenţă vizibilă.

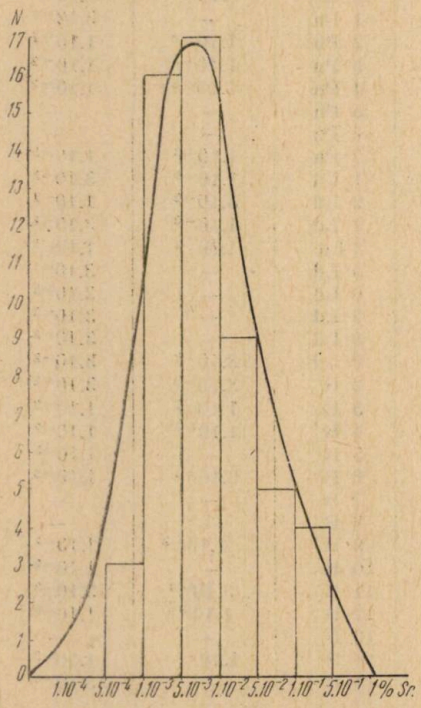


Fig. 1. — Histograma cu valorile Sr.

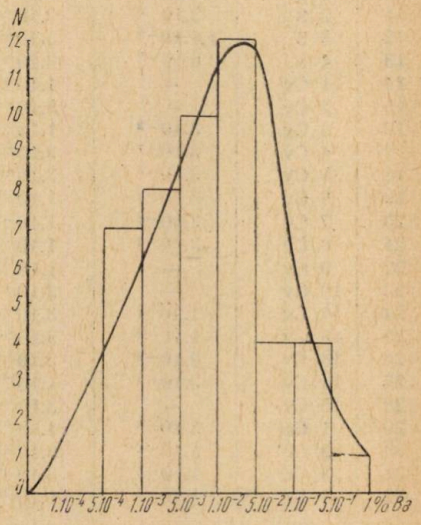


Fig. 2. — Histograma cu valorile Ba.

În cazul calcarelor eocene în identificarea rocilor nu întîmpinăm greutăţi, deoarece calcarul de la Leghia se continuă vizibil spre Izvorul Crişului şi Păniceni, fără schimbări prea mari în ceea ce priveşte aspectul macroscopic, şi astfel identificarea geochimică nu vine decît să confirme, cele ce pot fi constatate pe teren. La Cacova şi Rachiş însă se poate constata că curbele Sr obţinute din valorile analizei probelor din ocurenţele de la Rachiş şi de la Cacova nu se aseamănă între ele, însă foarte mult se aseamănă curbele Sr cu ale Ba în cadrul fiecărei ocurenţe separat. Aceasta arată că rocile de la Rachiş nu corespund din punct de vedere geochimic cu cele de la Cacova, cu toate că din punct de vedere geologic acestea reprezintă acelaşi strat şi a fost separat ca o formaţiune geologică bine distinctă, care poate fi urmărită pe bordura vestică a bazinului. Nu pot corespunde din punct de vedere geochimic, deoarece, studiind îndea-

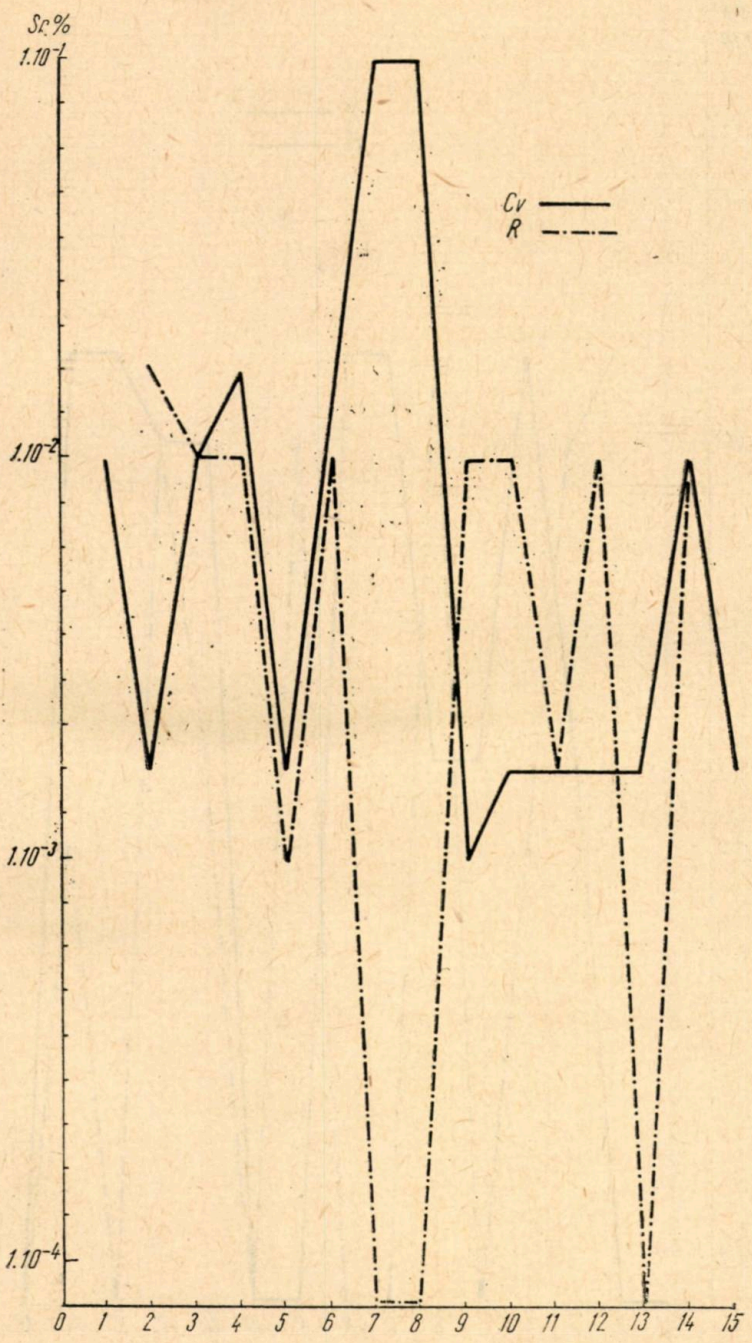


Fig. 3. — Conținutul în Sr al probelor de la Cacova și Rachiș.

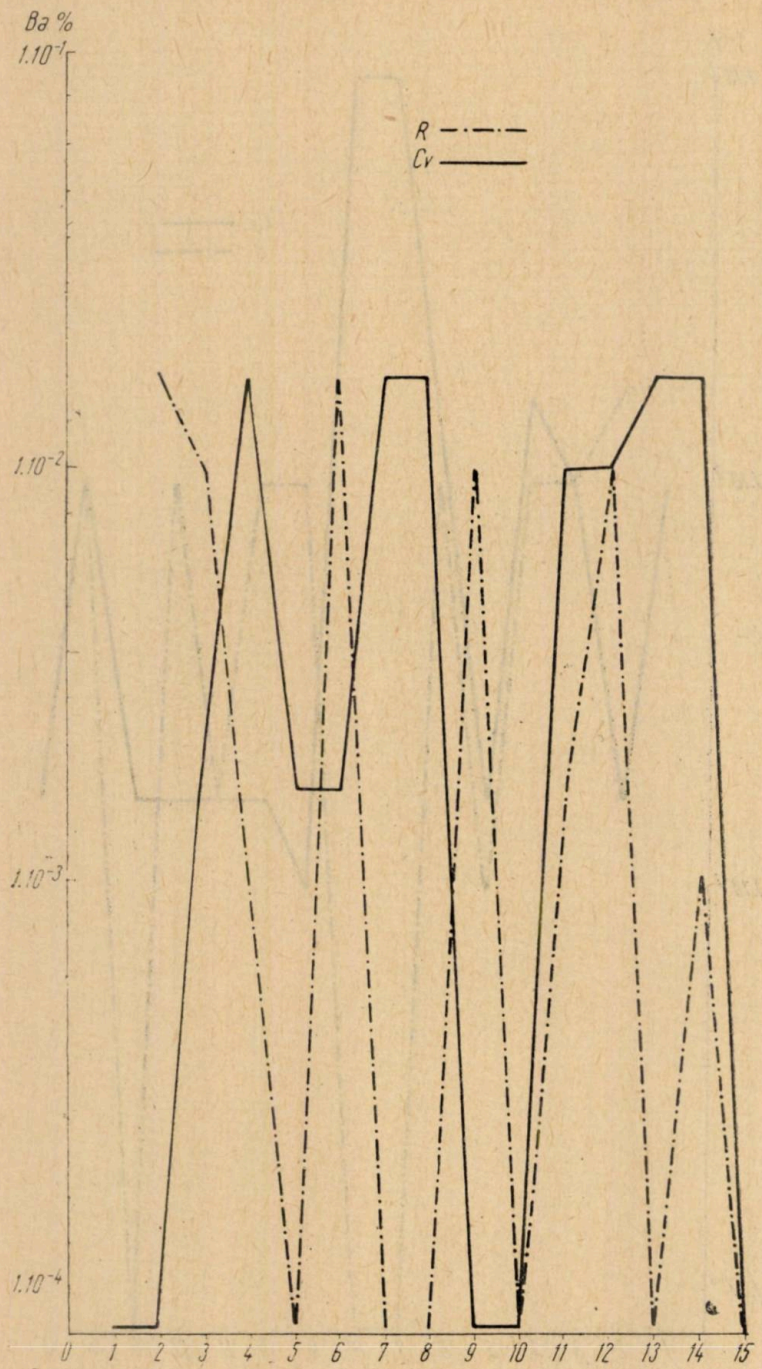


Fig. 4. — Conținutul în Ba al probelor de la Cacova și Rachiș.

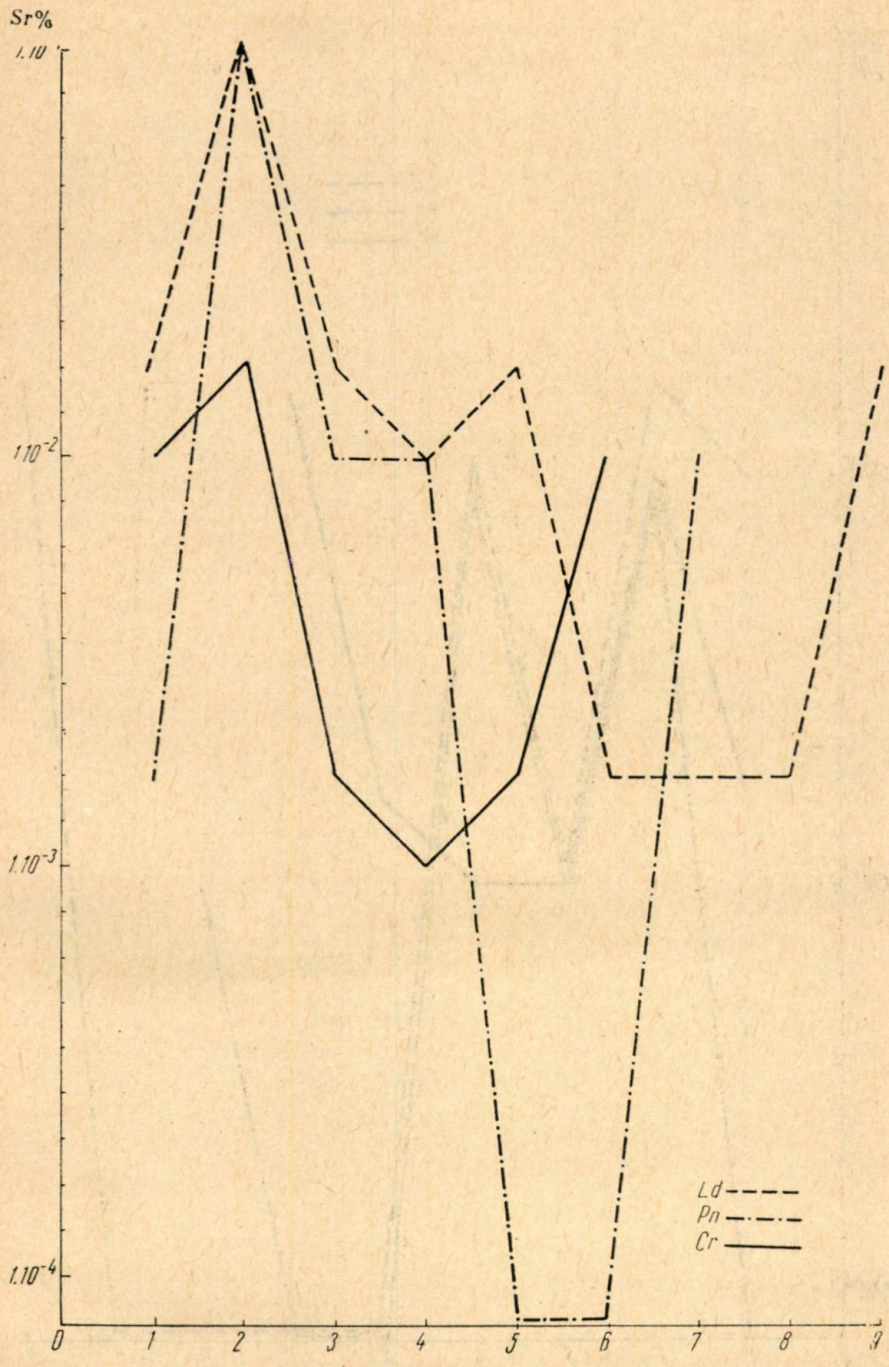


Fig. 5. — Conținutul în Sr al probelor de la Leghia, Păriceni și Izvorul Crișului.

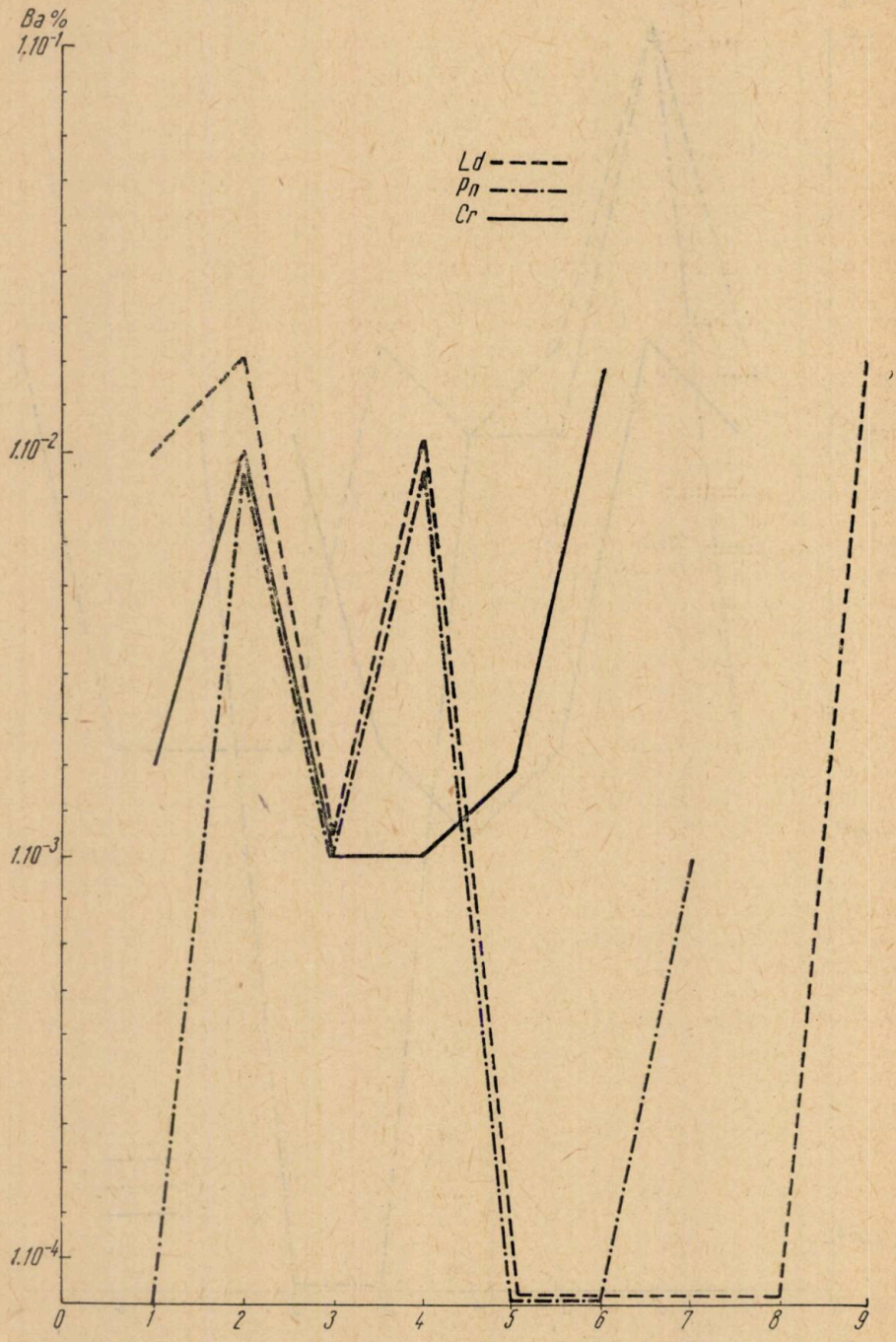


Fig. 6 — Conţinutul în Ba al probelor de la Leghia, Păniceni şi Izvorul Crişului.

proape aceste roci, se poate constata că această formaţiune are schimbări de faciesuri care merg pînă la apariţia sau la dispariţia unor orizonturi. Într-o lucrare anterioară (10) referitoare la calcarele tortoniene din jurul oraşului Turda, s-a arătat că în aflorimentele de la Cheia unele orizonturi din bancul de calcar se subţiază sau chiar dispar. La Săndulești, bancul de calcar, care la Copăceni are o grosime de circa 5 m, se subţiază pînă la 1,5 m. Şi din punct de vedere petrografic bancul de calcar de la Săndulești este diferit, în sensul că se pot constata unele orizonturi mai argiloase şi numai pe alocuri în orizontul inferior roca are un aspect asemănător cu cel de la Copăceni. Cu toate că din punct de vedere stratigrafic roca de la Săndulești este acelaşi banc de calcar ca cel de la Copăceni, vedem că la numai cîţiva km distanţă are o apariţie diferită.

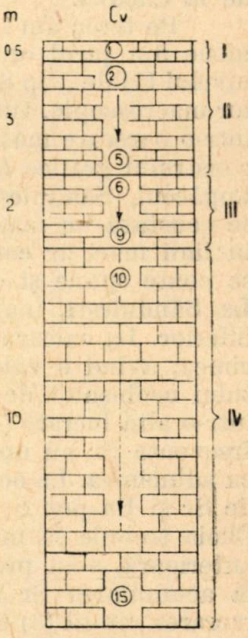


Fig. 7. — Profilul bancului de calcar de la Cacova.

Curbele construite pe baza conţinutului de Sr şi de Ba se aseamănă între ele în cadrul unei aceleaşi ocurenţe dar diferă între ele cînd sînt comparate cu curbele altor ocurenţe. Aceasta arată clar că repartizarea Sr şi Ba pe verticală nu este întîmplătoare şi constituie un criteriu bun pentru identificarea calcarelor care s-au format în condiţii identice.

La aplicarea acestei identificări însă trebuie să se ia în considerare că, cu ocazia dia- şi epigenezei datorită migrării elementelor din calcare, atît Sr cît şi Ba se acumulează ulterior în diferite orizonturi, cu aceasta modificînd tabloul iniţial al repartizării elementului în calcar. Migrarea şi acumularea Sr şi Ba în calcarele terţiare au fost expuse în alte lucrări (2), (3), (10).

Pentru a obţine rezultate cît mai bune este necesar ca orizontarea să fie cît mai fină, adică, dacă grosimea bancului permite, să se colecteze probe din cît mai multe orizonturi. La începutul cercetărilor noastre de acest gen am colectat probe pe 4—5 orizonturi. Mai tîrziu însă am mărit numărul orizonturilor pînă la 15 (de exemplu Cacova) şi am constatat că, cu cît numărul orizonturilor este mai mare, cu atît identificarea este mai precisă.

O altă importanţă a studiului repartizării Sr şi Ba pe verticală în bancurile de calcar este că se pot face delimitări geochimice, putîndu-se stabili diferite nivele în bancul de calcar cercetat. Ca exemplu vom cita tot aflorimentul de la Cacova, deoarece aici, la un examen atent, s-au putut stabili chiar pe teren diferite nivele : unul, mai subţire (I), format dintr-un singur orizont (1 Cv), al doilea, mai gros (II), format din orizonturile 2Cv—5Cv, al treilea (III) format din orizonturile 6Cv—9Cv şi al patrulea (IV) format din orizonturile 10Cv—15Cv (fig. nr. 7). Deşi calcarul pare a fi omogen de jos pînă sus, analiza conţinutului de Sr şi Ba (fig. 3 şi 4) ne arată că minimele se plasează între orizonturile 1 şi 2,

5 şi 6 şi 9 şi 10, corespunzînd aproape perfect cu limitele nivelelor stabilite pe teren, ceea ce demonstrează valoarea metodei de orizontare geochimică cu ajutorul repartizării Sr şi Ba pe verticală, cînd calcarele par a fi uniforme şi nu se pot face delimitări cu ochiul liber sau cu metoda petrografică. Bineînţeles, nu orice minime reprezintă limite de nivel, ci numai acelea care se plasează între maximumuri bine distincte şi apar la amîndouă elementele aproximativ în aceleaşi orizonturi ca şi în cazul de la Cacova.

Pe teren am încercat să paralelizăm aceste nivele cu calcarele tortoniene din jurul oraşului Turda, numind nivelul II de „tip Copăceni", nivelul III de „tip Săndulești", iar nivelul IV de „tip Cheia", după aspectul lor macroscopic. Interpretarea geochimică a datelor de analiză a confirmat într-o oarecare măsură aceste paralelizări. Dacă din datele tabelului nr. 1 construim grafice cu răspîndirea Sr şi Ba pe verticală în calcarele de la Copăceni, Săndulești şi Cheia, putem stabili următoarele: la Copăceni se constată un maximum de conţinut de Sr şi Ba la orizontul 3C, care în linii mari ar corespunde mijlocului bancului de calcar; acelaşi lucru se poate spune şi despre conţinutul de Sr în calcarul de la Săndulești. La Săndulești, maximumul de conţinut de Ba apare însă în orizontul inferior. La calcarul de la Cheia, conţinutul de Sr creşte o dată cu adîncimea, avînd o valoare maximă în orizontul inferior. Problema conţinutului neobişnuit de mare în Sr al calcarelor de la Cheia a fost discutată într-o altă lucrare (3) şi chiar din acest motiv în histograma referitoare la frecvenţa Sr nu am inclus probele M. Conţinutul de bariu scade o dată cu adîncimea. La ocurenţele de la Copăceni, Cheia şi Săndulești, cantităţile de Sr şi Ba pot fi uşor urmărite în tabel. În legătură cu ocurenţa de la Cheia trebuie să menţionăm că aici, după cum am arătat într-o lucrare anterioară, s-au produs multe schimbări dia- şi epigenetice care au dus la acumularea Sr în orizonturile inferioare sub formă de celestină. În lucrarea citată (3) am mai arătat că în întreg bancul de calcar mai există Sr şi sub formă iniţială ($SrCO_3$).

Dacă studiem graficele din figurile 3 şi 4, referitoare la ocurenţa de la Cacova, se poate vedea că vîrfurile curbelor construite pe baza conţinutului de Sr şi Ba în nivelele II şi III apar la orizonturi care reprezintă aproximativ mijlocul nivelelor. Tot aici se constată că în nivelul IV maximul se deplasează spre orizontul inferior. Deci se constată o acumulare a Sr spre orizontul inferior al nivelului de „tip Cheia". Or, după cum am văzut anterior, la Cheia s-a putut constata exact acelaşi lucru. Deci pe baza repartizării Sr şi Ba pe verticală se poate conclude că nivelul II al bancului de calcar de la Cacova ar corespunde cu bancul de calcar de la Copăceni, nivelul III celui de la Săndulești, iar nivelul IV celui de la Cheia. Paralelizarea este numai aproximativă, deoarece din bancul de calcar de la Copăceni şi Cheia am colectat probe din 4, respectiv din 5 orizonturi, cu toate că grosimea bancurilor ar fi permis o orizontare mai detaliată. Şi aşa concluziile, în linii mari, confirmă justeţea paralelizării.

Paralelizarea nivelelor şi bancurilor este un al treilea domeniu de aplicabilitate a metodei geochimice. Bineînţeles că şi în acest caz com-

pararea şi paralelizarea trebuie făcute cu multă critică şi cu luarea în considerare a o serie de împrejurări modificatoare.

Faptul că Sr şi Ba sînt elementele minore cele mai caracteristice pentru calcare nu este întîmplător, deoarece aceste elemente au proprietăţi chimice foarte apropiate cu ale Ca. Şi în ceea ce priveşte comportarea geochimică aceste trei elemente sînt foarte asemănătoare şi astfel este normal ca ele în ciclul sedimentar să apară împreună.

Cu ajutorul repartizării Sr şi Ba se pot obţine date foarte preţioase şi în ceea ce priveşte migrarea acestor elemente în calcare . După cum am arătat în mai multe lucrări (2), (3), (5), (10), Sr din calcarele terţiare s-a fixat prin intermediul organismelor marine. Aici conţinutul de Sr captat în reţeaua modificaţiilor de $CaCO_3$ (mai ales aragonitul) cu ocazia formării calcarelor organogene s-a integrat în rocă. Într-o lucrare anterioară (6) am arătat (1957) că în cochiliile unor scoici recente din Marea Neagră se găseşte o cantitate relativ mare de Sr. O confirmare ulterioară a acestor cercetări a fost dată de către F. L e u t w e i n şi R. W a s k o w i a k (7) în 1962, care a extins cercetările şi asupra altor cochilii de moluşte recente. Bineînţeles că această cantitate iniţială de $SrCO_3$ din resturile calcaroase ale vietăţilor marine va suferi schimbări cu ocazia dia- şi epigenezei : în unele orizonturi se va acumula, iar în alte orizonturi cantitatea lui va scădea. Prin studiul repartizării Sr şi Ba pe verticală avem posibilitatea să constatăm unde se acumulează aceste două elemente şi, prin aceasta, să urmărim într-o oarecare măsură migraţiunea lor în ciclul sedimentar. Tot prin acest studiu se poate aprecia şi intensitatea proceselor epigenetice în bancul de calcar studiat.

În încheiere, ca o ultimă concluzie, sîntem de părere că studiul răspîndirii Sr şi Ba în calcarele terţiare, pe lîngă importanţa geochimică, mai poate să aibă şi o importanţă geologică şi stratigrafică.

BIBLIOGRAFIE

1. Ilie M. D., *Cercetări geologice în regiunea Cluj-Turda-Oc. Mureşului-Aiud*, An. Inst. geol., Bucureşti, 1952, **XXIV**.
2. Imreh I. şi Imreh G., *Contribuţii la studiul genezei celestinei sedimentare*, St. şi cerc. de geol., 1961, **VI**, *2*.
3. Imreh I., Imreh G. şi Mihalka Şt., *Zur Verbreitung des Strontiums in tertiärer Kalke*, N. Jb. Miner. Abh., Stuttgart, 1965, *3*.
4. Imreh I., *Cölestin-Kristalle in Eocän-Versteinerungen*, N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Stuttgart, 1959, *11*.
5. Imreh J. şi Imreh G., *Coelestin-Kristalle aus Cheia*, N. Jb. Min. Mh., Stuttgart, 1959, **11**, *12*.
6. Imreh I., *Noua ocurenţă cu celestină de la Cluj şi Dumbrava*, Bul. Univ. Babeş-Bolyai, Ser. şt. nat., Cluj, 1957, **II**, *1—2*.
7. Leutwein F. şi Waskowiak R., *Geochemische Untersuchungen an rezenten marinen Moluskenschalen*, N. Jb. Miner. Abh., Stuttgart, 1962, **99**, *1*.

8. Mészáros N., *Studiul litofacial şi paleogeografic al depozitelor marine eocene medii de la V şi SV de Cluj*, Studia Univ. Babeş-Bolyai, ser. II, Cluj, 1960, *1*.

9. Răileanu Gr. şi Saulea E., *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (NV Bazinului Transilvaniei)*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.

10. Savul M., Ianovici V., Imreh I. şi Imreh G., *Chimismul unor calcare bituminoase terţiare din NV-ul Bazinului Transilvaniei*, Stud. şi cerc. de geol.-geof.-geogr., seria geol., 1964, **9**, *2*.

Universitatea Babeş—Bolyai Cluj
Facultatea de biologie şi geografie

Primit în redacţie la 12 ianuarie 1965

CONTRIBUȚII ASUPRA PROPRIETĂȚILOR RADIOACTIVE ALE ROCILOR DIN CĂLIMANII DE SUD

DE

I. TREIBER, A. SZABÓ și I. BEDELEAN

55(05)

Măsurătorile radioactivității efectuate pe roci de diferite tipuri din Călimanii de sud cu ajutorul unui contor Geiger-Müller, tip VA—Z—410 pentru raze β și γ arată că rocile cu poziții inferioare prezintă radioactivități mai mici față de rocile cu poziții superioare (respectiv andezite tinere), în timp ce rocile alterate indică radioactivitate schimbătoare în funcție de soluțiile hidrotermale care le-au afectat; rocile sedimentare au cea mai ridicată radioactivitate, iar nodurile cu activități accentuate din aceste roci se datoresc migrării elementelor radioactive în timpul depunerii sedimentelor. La măsurătorile radioactivității s-au aplicat metodele perfecționate descrise în lucrări anterioare (5), (8), examinînd eșantioanele caracteristice ale diferitelor tipuri de roci.

CÎTEVA DATE PETROGRAFICE, VULCANOLOGICE DIN SECTORUL CERCETAT

După cercetările lui Z. Török, scheletul Masivului Călimanilor de sud este alcătuit din roci andezitice subvulcanice (6). Autorii, pe baza unor argumente bine stabilite (8), sînt de aceeași părere că Masivul Călimanilor de sud, în afară de formațiuni efuzive și sedimentare, este alcătuit din formațiuni subvulcanice de adîncimi mici și intruziuni filoniene, fără a supraestima suprafața de întindere a acestor formațiuni. Numai în cursul superior al Zebracului și Mermezeului părțile dezvelite ale acestor formațiuni ocupă o suprafață mai mare de 10 km^2, cuprinzînd masivele Tăuși, Buci, Drigla (fig. 1).

Pe lîngă această masă centrală mai sînt cîteva iviri mai mari și mai mici la sud și la nord de Mureș, cum sînt masivele Leul, Bîtca-Mogoș, *dyke*-ul Bîtca-Lomaș, *dyke*-ul Meștera-Jing, Ilișoa și Bîtca Gudii.

St. și cerc. geol. geofiz. și geogr. Seria geologie t. 10 nr. 2 p. 503—512, București 1965

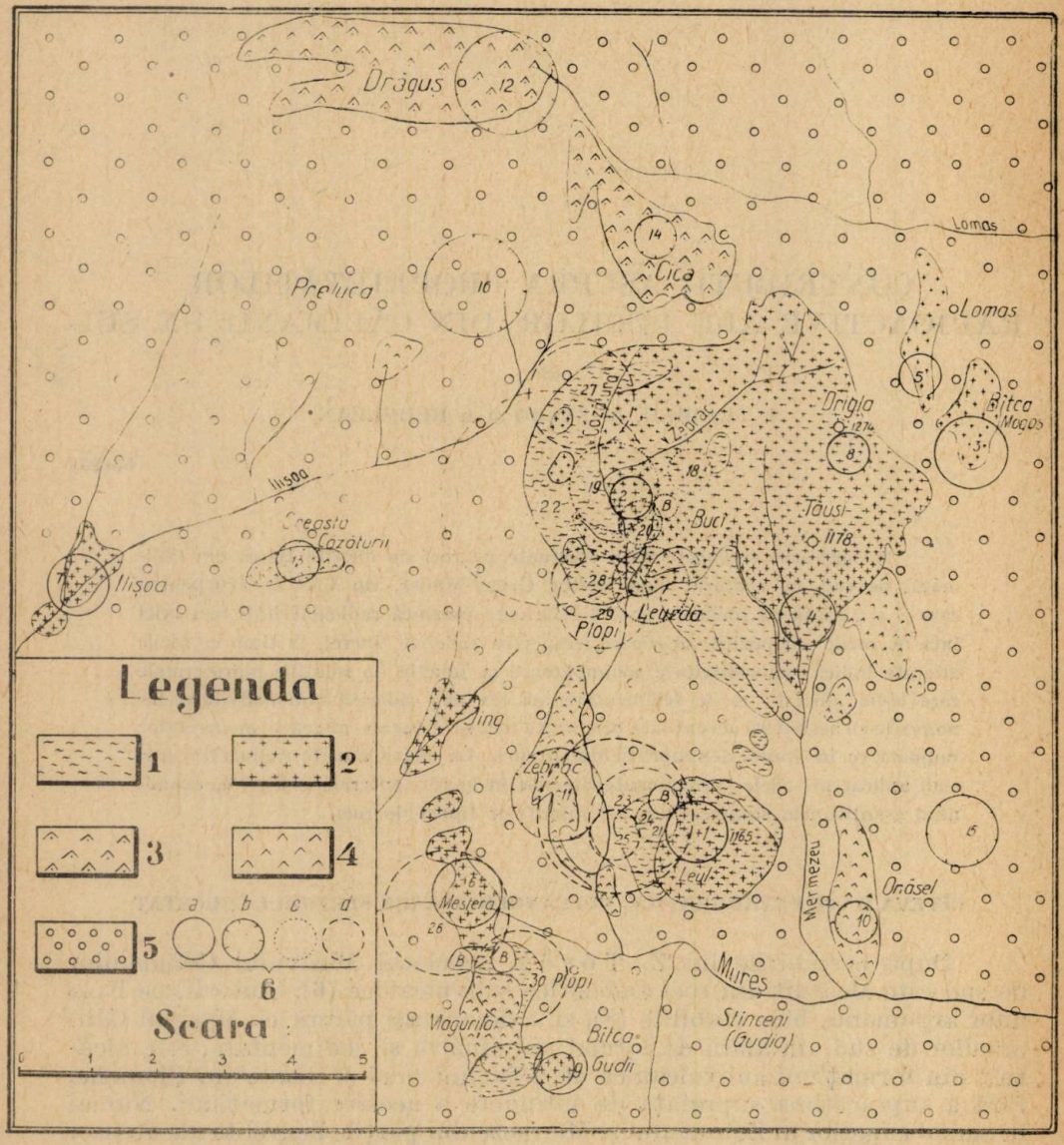


Fig. 1. — Harta geologică a rocilor din sectorul Călimanii de sud :

1, Roci sedimentare ; *2*, roci subvulcanice ; *3*, centre vulcanice ; *4*, lave ; *5*, tufuri și brecii ; *6*, valoarea activității (fiecare cere are raza egală cu 1/4 din valoarea A/F) ; *a*, activitatea rocilor subvulcanice *b*, activitatea rocilor efuzive ; *c*, activitatea rocilor alterate, *e*, activitatea rocilor sedimentare.

După conținutul în componenți feromagnezieni, rocile andezitice subvulcanice se pot împărți în trei varietăți petrografice mai importante :

1) andezit cu hornblendă și piroxeni (Leul, Tăușî);

2) andezit cu piroxeni și hornblendă (Bîtca-Mogoș, Buci);

3) andezit cu piroxeni (*dyke*-ul Bîtca-Lomaș, *dyke*-ul Meștera-Jing, Ilișoa, Drigla, Bîtca Gudii).

Fără a intra amănunțit în descrierea petrografică a rocilor subvulcanice, ceea ce s-a făcut într-o lucrare anterioară (9), în tabelele ce urmează se dau cîteva date noi privitoare la aceste roci.

În tabelul nr. 1 este redat conținutul mediu (%) de anortit al feldspaților, iar în tabelul nr. 2 compoziția chimică a acestor roci, precum și datele obținute prin recalcularea analizelor prin metoda Niggli.

Tabelul nr. 1

Conținutul mediu în anortit al feldspaților din rocile subvulcanice din Călimanii de sud

Nr. crt.	Ocurența	Tipul de rocă	Conținutul mediu în An%
1	Leul	andezit cu hornblendă și hipersten	47,6
2	Buci	andezit cu piroxeni cu hornblendă	51,4
3	Bîtca-Mogoș	idem	53,5
4	Tăușî	andezit cu hornblendă și piroxeni	59,6
5	*Dyke*-ul Bîtca-Lomaș	andezit cu piroxeni	62,6
6	*Dyke*-ul Meștera-Jing	andezit cu piroxeni	64,0
7	Ilișoa	idem	66,7
8	Drigla	idem	69,0
9	Bîtca Gudii	idem	75,0

Tabelul 2

Compoziția chimică a rocilor subvulcanice, recalculate prin metoda Niggli

Coeficientul	Drigla	Bîtca Gudii	Tăușî	Ilișoa	Dykeul Bîtca — Lomaș	Dykul Meștera — Jing	Bîtca — Mogoș	Buci	Leul
si	150	164	174	177	187	188	209	214	222
al	35	26	34	36	31	32	37	34	34
fm	27	37	37	24	36	33,5	28	30	27
c	31	28	20	23	20	22	20	21	23
alk	7	9	9	17	13	12,5	15	15	16
k	0,15	0,32	0,34	0,46	0,34	0,33	0,33	0,29	0,29
mg	0,30	0,62	0,49	0,325	0,415	0,36	0,39	0,32	0,37
o	0,50	0,15	0,38	0,50	0,37	0,39	0,39	0,47	0,41
ti	3,0	3,0	—	9,0	3,0	—	4,0	3,0	—
c/fm	1,15	0,75	0,54	0,96	0,55	0,65	0,71	0,70	0,85

Din tabele rezultă cum variază conținutul mediu în An al feldspaților între 47,6 și 75,0%, păstrînd astfel un caracter neutru spre unul bazic; analizînd coeficienții lui Niggli, se observă că valoarea lui si variază

între 150 şi 222, imprimînd mai mult un caracter chimic neutru, cu excepţia cîtorva roci mai acide şi bazice.

Rocile efuzive fac parte din seriile III şi IV efuzive ale lui Z. T ö r ö k. În cea mai mare parte sînt formate din brecii şi tufuri andezitice, în anumite puncte cu lave prezentînd chiar şi centre mici vulcanice. Cele mai importante dintre acestea sînt în valea Zebracului, Onăşel, Cica, Creasta Căzăturii (centru vulcanic presupus), Dealul Drăguşului (centru vulcanic), Măguriţa (centru vulcanic ?).

Toate aceste roci sînt andezite cu piroxeni, prezentînd feldspaţi plagioclazi în cristale mari.

Din analiza microscopică a acestor roci s-au putut observa următoarele : la Zebrac şi la Onăşel este un andezit cu piroxeni în care predomină piroxenul rombic (hipersten); el formează circa 25—30% din masa secţiunii. Apare şi piroxenul monoclin, dar în proporţii de circa 10%, iar feldspaţii plagioclazi apar în fenocristale maclate polisintetic. În andezitul de la Cica predomină piroxenul monoclinic (circa 25%) faţă de cel rombic (circa 15%) şi feldspatul apare diferit ; după mărime, fenocristalele aparţin la două generaţii.

În Dealul Drăguşului este un andezit cu piroxeni rombici şi monoclinici şi cu biotită (atît mineralele leucocrate, cît şi cele melanocrate sînt alterate, alterarea începînd dinspre exterior spre interior). La fel în andezitul de la Măguriţa, alături de piroxeni rombici apare subordonat biotitul. Fenomenele de alterare în acest caz sînt foarte avansate, observîndu-se substituiri complete ale piroxenilor cu clorit (pseudomorfoze).

În cazul andezitului de la Creasta Căzăturii se remarcă prezenţa fenocristalelor în cantitate mai mică. Roca este un andezit cu piroxeni rombici şi prezintă o structură intergranulară.

Analizînd chimismul feldspaţilor cu ajutorul măsuţei Fedorov, am obţinut datele prezentate în tabelul nr. 3.

Tabelul nr. 3

Conţinutul mediu în anortit al feldspaţilor din rocile efuzive

Nr. crt.	Ocurenţa	Tipul de rocă	Conţinutul mediu în An %
1	Onăşel	andezit cu hipersten	39,6
2	Zebrac	idem	42,5
3	Drăguş	andezit cu piroxeni şi biotit	46,5
4	Măguriţa	idem	50,4
5	Creasta Căzăturii	andezit cu piroxeni	54,4
6	Cica	idem	55,0

Conţinutul mediu în anortit al feldspaţilor din rocile efuzive variază între 39,6 şi 55,0%, păstrînd un caracter neutru.

Resturile de sedimente (în parte metamorfozate prin contact) găsite în văile Zebracului, Deşelătura, Tăuleţ şi Măguriţei (?), prin faciesul petrografic asemănător celor de la Colibiţa şi de la Bîrgău, s-ar putea încadra ca vîrstă la oligocenul superior, însă prin faptul că prezintă în anumite puncte (în văile Tăuleţ şi Plopilor) intercalaţii de tuf dacitic

ne-ar putea conduce la presupunerea că peste aceste formațiuni se mai găsesc și resturi de sedimente miocene (9). Sedimentele sînt constituite din gresii șistoase micacee, marne și conglomerate, iar la Deșelătura ligniți bituminoși.

CARACTERIZAREA RADIOACTIVITĂȚII ROCILOR STUDIATE

Măsurarea radioactivității rocilor s-a făcut cu ajutorul unui contor Geiger-Müller tip VA-Z-410 pentru raze β și γ, prevăzut cu un dispozitiv descris de A. Szabó (5).

Datele experimentale rezultate din măsurători sînt redate în tabelul nr. 4.

Tabelul nr. 4

Radioactivitatea rocilor din Călimanii de sud

Nr. crt.	Ocurența	Fondul cosmic imp/min F	Activitate totală A	Activitatea rocii A—F	A/F	Echivalenți g Ra/g 10^{-12}	Tipul de rocă
1	Leul	16,7	36,5	19,8	2,18	0,5	andezit cu hornblendă și hipersten
2	Buci	15,0	26,0	11,0	1,73	0,1	andezit cu piroxeni și hornblendă
3	Bîtca-Mogoș	15,0	38,6	23,6	2,57	0,7	idem
4	Tăuși	15,0	31,0	16,0	2,06	0,3	andezit cu hornblendă și piroxeni
5	Bîtca-Lomaș	15,0	21,0	6,0	1,40	—	andezit cu piroxeni
6	Meștera-Jing	16,7	42,0	25,3	2,51	0,7	idem
7	Ilșioa	15,0	37,0	22,0	2,46	0,6	idem
8	Drigla	15,0	21,5	6,5	1,43	—	idem
9	Bîtca Gudii	15,0	38,5	18,5	2,23	0,4	idem
10	Onășel	16,7	29,0	12,3	1,73	0,2	andezit cu piroxeni
11	Zebrac	16,7	59,0	42,3	3,53	1,6	andezit cu hipersten
12	Drăguș	16,7	64,0	47,3	3,83	1,8	andezit cu piroxeni și biotit
13	Creasta Căzăturii	15,0	21,0	6,0	1,43	—	andezit cu piroxeni
14	Cica	15,0	22,0	7,0	1,46	—	idem
15	Onășel (est)	15,0	36,5	21,5	2,43	0,6	brecie andezitică
16	Preluca	12,4	47,4	35,0	3,82	1,5	idem
17	Leurda	15,0	39,3	24,3	2,62	0,7	propilit
18	Buci	15,0	22,0	7,0	1,46	—	caolin silicifiat
19	Buci	15,0	47,5	32,5	3,16	1,2	propilit piritizat
20	Buci	15,0	20,0	5,0	1,33	—	caolin
21	Leul	16,7	22,0	5,3	1,31	—	gresie
22	Buci	16,7	83,3	66,6	5,98	2,8	marnă
23	Deșelătura	16,7	79,0	62,3	4,73	2,5	gresie limonitoasă
24	Leul	16,7	61,0	44,3	3,65	1,4	marnă cu cărbune
25	Zebrac	16,7	33,0	16,3	1,97	0,4	argilă tufacee
26	Meștera	15,0	70,0	55,0	4,66	2,2	gresie
27	Buci	15,0	59,0	44,0	3,93	1,7	gresie albastră
28	Buci	15,0	15,0	0	0	1,0	conglomerat
29	Leurda-Plopi	12,4	52,4	40,0	3,23	1,2	gresie metamorfozată
30	Măguriță	12,4	41,4	29,0	3,33	1,3	gresie friabilă

Pentru posibilitatea de interpretare a acestor date ne folosim de diagramele alăturate, în care utilizăm rezultatele măsurătorilor redate în tabel.

În figura 2 din diagrama de frecvenţă a radioactivităţii rocilor, remarcăm asimetria curbei cu maximum de frecvenţă între activitatea 0 şi 10 imp./min (A—F), precum şi activitatea medie între 10 şi 30 imp./min. (A—F), fără ca flancul drept al curbei să se prelungească la valori mai ridicate, prezentînd însă unele oscilaţii mai pregnante la anumite intervale. Făcînd o comparaţie între diferitele formaţiuni din acest sector (fig. 3 şi 4), se remarcă faptul că cele subvulcanice au o curbură simetrică, cu frecvenţă maximă între activităţile cu 10 şi 20 imp./min (A—F), prezentînd flancuri abrupte ; cele efuzive prezintă radioactivităţi cu frecvenţe maxime extreme atît la activităţi inferioare, cît şi la cele superioare şi au o extindere a activităţii pînă la 40 — 50 imp./min (A—F).

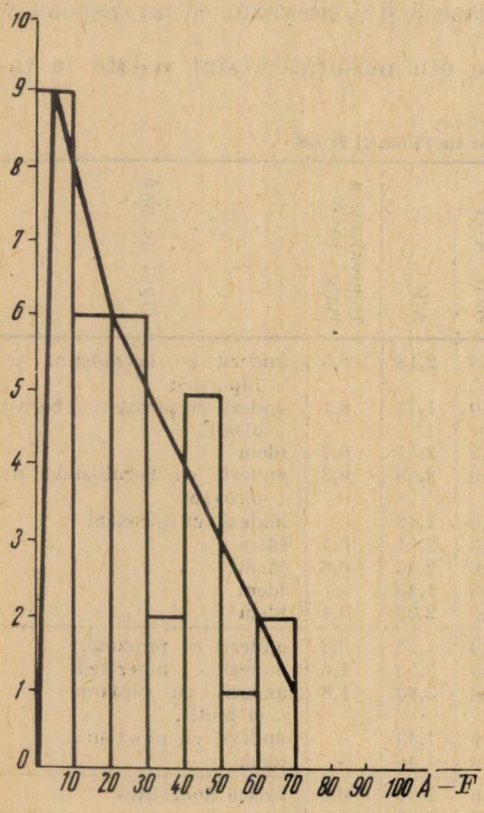


Fig. 2. — Curba de frecvenţă a radioactivităţii (A—F) rocilor studiate din Călimanii de sud : pe ordonată, frecvenţa ; pe abscisă, activitatea (A—F).

Cu totul deosebit se prezintă rocile sedimentare (fig. 5), care au unele activităţi între 40 şi 70 imp./min (A—F), maxim de frecvenţă prezentînd zonele de contact metamorfic. Activitatea cea mai scăzută, 0—30 imp./min (A—F), o reprezintă rocile neafectate de contactul metamorfic, care sînt formate din gresii friabile şi conglomerate.

Din reprezentare grafică a radioactivităţii rocilor andezitice subvulcanice şi efuzive în funcţie de chimismul feldspaţilor s-a obţinut diagrama din figura 6. Pe abscisă este reprezentat chimismul rocilor, exprimat în procentul mediu de anortit, iar pe ordonată radioactivitatea lor, exprimată prin raportul A/F. Cifrele din extremităţile ordonatelor exprimă ocurenţa din tabelul nr. 4. În cazul analizelor rocilor din acest sector se constată o tendinţă de oscilaţie accentuată a radioactivităţii. Există însă o oarecare concentrare a elementelor radioactive în rocile cu caracter chimic mai acid, cu excepţia cîtorva cazuri. Autorii au ajuns la această concluzie şi în cazul analizelor rocilor din alte sectoare cercetate anterior (7), (8).

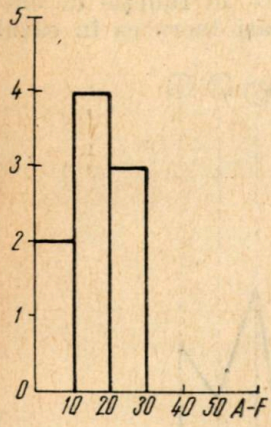


Fig. 3. — Diagrama de frecvenţă a radioactivităţii (A—F) rocilor subvulcanice studiate din Călimanii de sud.

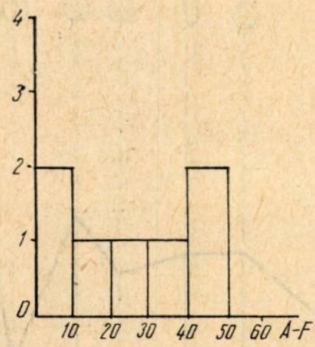


Fig. 4. — Diagrama de frecvenţă a radioactivităţii (A—F) rocilor efuzive studiate din Călimanii de sud.

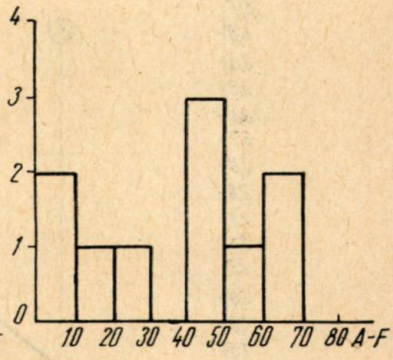


Fig. 5. — Diagrama de frecvenţă a radioactivităţii (A—F) rocilor sedimentare studiate din Călimanii de sud.

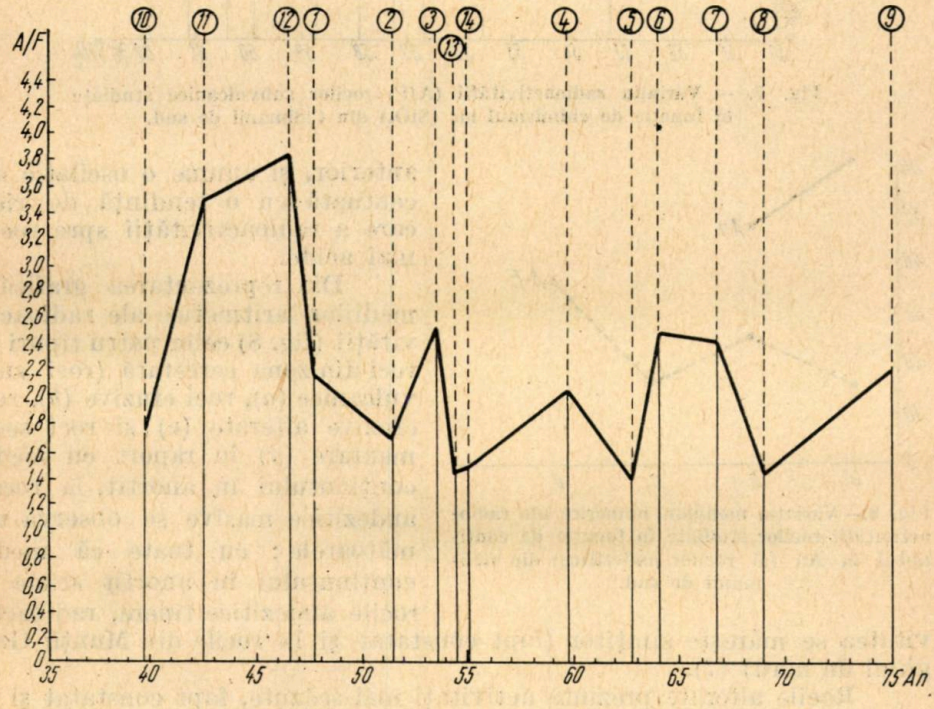


Fig. 6. — Variaţia radioactivităţii (A/F) rocilor andezitice subvulcanice şi efuzive studiate din Călimanii de sud.

Distribuţia radioactivităţii rocilor subvulcanice în funcţie de chimismul lor este redată în figura 7. Se observă acelaşi lucru ca în cazul

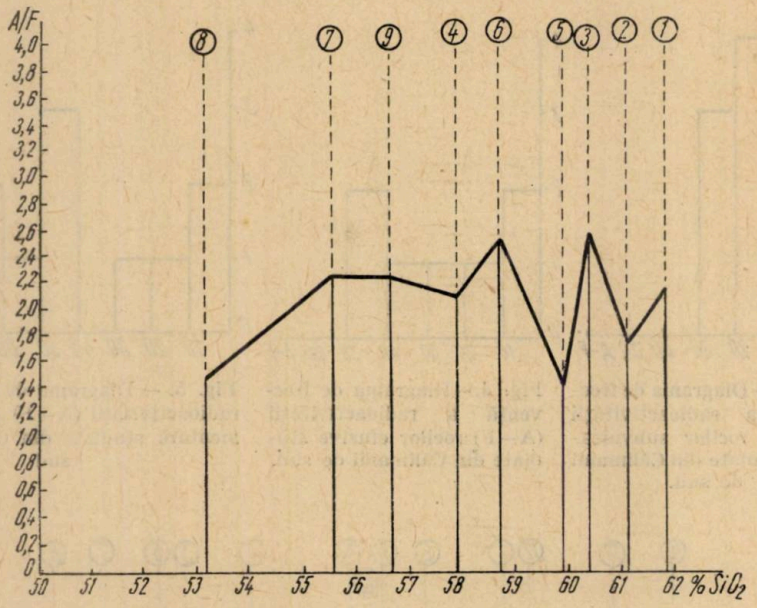


Fig. 7. — Variaţia radioactivităţii (A/F) rocilor subvulcanice studiate în funcţie de chimismul lor (SiO_2) din Călimanii de sud.

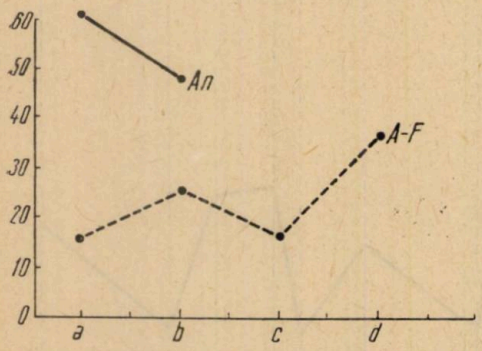


Fig. 8.—Variaţia mediilor numerice ale radioactivităţii rocilor studiate în funcţie de conţinutul în An (al rocilor andezitice) din Călimanii de sud.

anterior, şi anume o oscilaţie accentuată cu o tendinţă de ridicare a radioactivităţii spre rocile mai acide.

Din reprezentarea grafică a mediilor aritmetice ale radioactivităţii (fig. 8) celor patru tipuri de roci din zona cercetată (roci subvulcanice (*a*), roci efuzive (*b*), roci efuzive alterate (c) şi roci sedimentare (*d*) în raport cu media conţinutului în anortit, la rocile andezitice masive se observă următoarele : cu toate că media conţinutului în anortit scade la rocile andezitice tinere, radioactivitatea se măreşte simţitor (fapt constatat şi la rocile din Munţii Gurghiul de nord) (7).

Rocile alterate prezintă activităţi mai scăzute, fapt constatat şi în Călimanii de nord (8), iar valorile cele mai ridicate se observă la rocile sedimentare.

Analizînd distribuția activității pe harta geologică, pe care valoarea radioactivității rocilor studiate este reprezentată prin cercuri cu raze proporționale cu valoarea A/F, se observă două noduri de activități mai accentuate, care se concentrează mai mult în rocile sedimentare.

Nodurile cu activități mai accentuate se datoresc migrării elementelor radioactive în timpul depunerii sedimentelor, avînd în vedere că dizolvarea naturală este ajutată de valența variabilă a uraniului, care, ajungînd ușor în soluție, poate să fie concentrat. Menționăm faptul că rocile afectate de contact termic au reținut elementele radioactive.

CONCLUZII

Datele prezentate au, ca și în cazul rocilor din Munții Călimanii de nord și Gurghiul de nord, un caracter semnificativ, fără să permită încă stabilirea unor legi mai generale. Aceste date oferă însă informații prețioase referitoare la geochimia elementelor radioactive din rocile studiate.

Pe baza materialului experimental putem sublinia următoarele :

1. Rocile cu caracter mai acid, cu excepția cîtorva, prezintă o radioactivitate mai mare (fapt constatat și la celelalte sectoare).

2. Rocile subvulcanice și efuzive mai vechi prezintă radioactivități mai mici față de rocile andezitice mai tinere.

3. Rocile alterate, după cum reiese din literatura de specialitate, prezintă radioactivități schimbătoare, depinzînd de activitatea soluțiilor hidrotermale care au afectat aceste roci (1), (2), (3).

4. Rocile sedimentare prezintă radioactivitatea cea mai ridicată. Din aceste constatări putem trage concluzia că și în sectorul cercetat acționează legea generală a repartiției elementelor radioactive în roci, și anume : elementele radioactive nu iau parte la constituția rocilor care fac parte din primele faze de cristalizare a magmei, precum și din magmatitele bazice (indiferent de vîrstă).

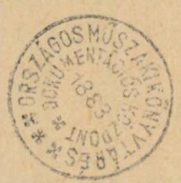
BIBLIOGRAFIE

1. Balkai B., *A radiologia alapvető elvei és tényei*, Földt. Közl., 1953, **LXXXIII**, *4—6*.
2. Fersman A., *Geochemische Migration der Elemente. II. Die Uran-Vanadium Grube Tuja-Mujun in Turkestan*, 1930.
3. Földvári A., *The geochemistry of radioactive substances in the Mecsek Mountains*, Acta Geologica, 1952, 1952, **I**, *1—4*.
4. Saukov A. A., *Geochimie*, Edit. tehnică, București, 1954.
5. Szabó A., *Metoda radiometrică pentru selecționarea feldspaților potasici în industria ceramică*, Industria ușoară, 1960, **VII**, *9*.
6. Török Z., *Probleme teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe*, St. și cerc. șt., Seria geol.-geogr., Filiala Cluj, 1957.

7. Treiber I. Szabó A., *Consideraţii asupra proprietăţilor radioactive ale rocilor eruptive masive din Munţii Gurghiului de nord*, St. şi cerc. de geol., 1963, **VIII**, *1*.
8. — *Consideraţii asupra proprietăţilor radioactive ale rocilor subvulcanice din Munţii Călimanii de nord*, St. şi cerc. de geol., 1963, **VIII**, *1*.
9. Treiber I., *Studiul petrografic al formaţiunii subvulcanice din regiunea Zebracului (Munţii Călimani)*, St. şi cerc. şt., Filiala Cluj, 1954, **V**, *1—2*.

Universitatea „Babeş—Bolyai" Cluj
Catedra de geologie-mineralogie
şi
Institutul de fizică atomică
Secţia Cluj
Laboratorul de radioactivitate aplicată

Primit în redacţie la 5 iulie 1964



Revista Studii şi cercetări de geologie, geofizică şi geografie — Seria geologie publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi din cel al mineralogiei, petrografiei, metalogeniei şi geochimiei : de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie şi de geofizică, al căror conţinut prezintă implicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articole, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Figurile din planşe vor fi numerotate în continuarea celor din text. Se va evita repetarea aceloraşi date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi anului apariţiei lucrării, de exemplu (G. M. Murgoci, 1912). Lista bibliografică se va da în ordinea alfabetică, iar lucrările aceluiaşi autor în ordine cronologică. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125 Bucureşti.

1967 APR 6

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

GH. NICULESCU, **Munții Godeanu. Studiu geomorfologic**, 1965, 340 p., XV pl., 1 anexă, 24 lei.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pământ din România**, 1961, 196 p. + + 17 pl., 13,70 lei (epuizat).

GH. BOMBIȚĂ, **Contribuții la corelarea eocenului epicontinental în R. P. Română**, 1963, 116 p. + 8 pl., 6,45 lei.

P. GÎȘTESCU, **Lacurile din R. P. R. Geneză și regim hidrologic**, 1962, 296 p. + 7 pl., 22 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU și MARIA PENEȘ, **Vîrsta unor masive de sare din R. P. R.** , 1962, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

VALERIA MICALEVICH—VELCEA, **Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic**, 1961, 152 p. + 18 pl., 17,80 lei.

ION PREDA, **Studiul geologic al regiunii Roșia—Meziad (Munții Pădurea Craiului)**, 1962, 112 p. + 11 pl., 8,85 lei.

AMALIA SZŐKE și LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga—Baia Borșa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic și geochimic**, 1962, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiul mineralogic și geochimic al complexului filonian din Munții Țibleșului**, 1962, 96 p. + 3 pl., 4,80 lei.

N. VLAICU—TĂTĂRÎM, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj**, 1963, 208 p., 24 pl., 15 lei.

ION VELCEA, **Țara Oașului. Studiu de geografie fizică și economică**, 1964, 168 p. + 4 pl., 9 lei.

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ȘI GEOGRAFIE

- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

ST. ȘI CERC. GEOL., GEOF. ȘI GEOGR., SERIA GEOLOGIE,
T. 10, NR. 2, P. 285—512, BUCUREȘTI, 1965

I. P. „Informația" — c. 4419

43824

Lei 30.—